PERIODICAL Italy. Isti. Idrog. della R. Marina. Annali Idrografici.
11(243)
11(24
LIBRARY
FISH & WILDLIFE SERVICE
PACIFIC OCEANIC FISHERY
INVESTIGATIONS
N. 3040
DEC 13 1951

ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA R. MARINA
ESTRATTO DAGLI ANNALI IDROGRAFICI, VOL. XI

CAMPAGNA IDROGRAFICO-SCIENTIFICA NEL MAR ROSSO
R. N. "Ammiraglio Magnaghi" 1923-24

Ricerche di oceanografia fisica

Parte II - Ricerche di ottica marina

Parte III - Condizioni meteorologiche durante la crociera

PROF. FRANCESCO VERCELLI

PUBBLICATO DALL'ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA R. MARINA IN GENOVA
DIRETTORE C. BALDI, CAPITANO DI FREGATA

1926

ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA R. MARINA
ESTRATTO DAGLI ANNALI IDROGRAFICI, VOL. XI

CAMPAGNA IDROGRAFICO-SCIENTIFICA NEL MAR ROSSO
R. N. " Ammiraglio Magnaghi „ 1923-24

Ricerche di oceanografia fisica

Parte II - Ricerche di ottica marina

Parte III - Condizioni meteorologiche durante la crociera

PROF. FRANCESCO VERCELLI

PUBBLICATO DALL'ISTITUTO IDROGRAFICO DELLA R. MARINA IN GENOVA
DIRETTORE C. BALDI, CAPITANO DI FREGATA

1926

INDICE

PARTE II. - RICERCHE DI OTTICA MARINA

Prefazione.
Cap. I. - Teoria della propagazione dell'energia raggiante nell'acqua (§. 1-10).
» II. - Interpretazione delle osservazioni - Costanti ottiche (§. 11-15).
» III. - Determinazioni eseguite nel mar Rosso (§. 16-23).
» IV. - Energia solare assorbita negli strati interni di una massa d'acqua (§. 24-30).
» V. - Trasparenza dell'acqua (§. 31-34).
» VI. - Il colore del mare (§. 35-37).

Figure:

Fig. 1 - Curve di estinzione delle radiazioni nelle acque di Capri, secondo K. Grein (§. 14).
» 2 - Curve di estinzione delle radiazioni nel mar Rosso (§. 21).

PARTE III. - CONDIZIONI METEOROLOGICHE DURANTE LA CROCIERA

Introduzione (§. 1-2).
Pressione (§. 3-4).
Temperature (§. 5-6).
Umidità dell'aria (§. 7-8).
Osservazioni attinometriche (§. 9).
Vento (§. 10-11).
Evaporazione (§. 13-21).

Figure:

Fig. 1 - Oscillazione barometrica annua *a*) Suez; *b*) Tor; *c*) Port Sudan. *d*) Mar Rosso Meridionale (§. 3).
» 2 - Diagrammi barometrici *a*) Canale S di Massaua; *b*) Massaua; *c*) Bab el-Mandeb; *d*) Fra Aden e Kamaran; *e*) Golfo di Suez (§. 4).
» 3 - Alcuni diagrammi termometrici (§. 5).
» 4 - Limiti delle variazioni delle temperature in mare fra il parallelo 16° (Massaua) e Perim (§. 5).

PARTE SECONDA

TEORIA DELLA PROPAGAZIONE DELL'ENERGIA RAGGIANTE NELL'ACQUA

PROF. FRANCESCO VERCELLI

PREFAZIONE

Le ricerche di ottica marina ebbero uno sviluppo estremamente limitato nella campagna della Magnaghi. *I compiti generali assegnati alla crociera e l'estensione prevalente che si voleva dare alle indagini dinamiche non avrebbero consentito l'esecuzione di un vasto programma di osservazioni ottiche. Le accurate misure fatte dal Luksch, colla nave* Pola, *sul colore e sulla trasparenza delle acque, avevano già fornito del resto dati estesi per tutto il mar Rosso, ai quali poco avremmo potuto aggiungere nella nostra campagna, che doveva essere condotta sopratutto in forma di stazioni ancorate, e perciò limitate nel numero e concentrate nelle zone ove maggiormente sono sentite le correnti marine. Il mar Rosso offre tuttavia condizioni eccezionalmente favorevoli per le indagini dell'ottica marina, data la possibilità di operare col sole allo zenit. Non si è voluto perciò rinunciare del tutto all'esecuzione di qualche osservazione sul colore, sulla trasparenza e sulla penetrazione delle radiazioni monocromatiche a varie profondità. Queste ultime determinazioni vennero compiute con mezzi improvvisati, ormai sorpassati dagli apparecchi introdotti nella moderna oceanografia. Si ebbero tuttavia risultati di qualche interesse, che presentano ottimo accordo colle più accreditate serie di misure compiute negli ultimi anni. Traendo occasione dal fatto che le determinazioni ottiche compiute in mare non si accordano colle teorie sinora ammesse, abbiamo ritenuto utile sviluppare una teoria più completa sulla penetrazione delle radiazioni, tenendo conto distinto della diffusione interna e dell'assorbimento termico. La teoria venne applicata all'interpretazione dei dati di osservazione e alle discussioni sul significato dei numeri ottenuti coll'impiego del disco Secchi e sul colore dell'acqua. Il lavoro che presentiamo viene quindi ad assumere proporzioni più vaste di quanto occorrerebbe per dare relazione delle limitate osservazioni compiute in mar Rosso; ma potrà forse recare qualche contributo per un maggiore affinamento nelle teorie dell'ottica marina.*

CAPITOLO I

Teoria della propagazione dell' energia raggiante nell' acqua

§ 1 — **Assorbimento delle radiazioni** — La trasmissione della luce attraverso ad un mezzo materiale è sempre accompagnata da un certo assorbimento, qualunque sia la lunghezza d'onda delle radiazioni considerate. Anche i corpi chiamati *trasparenti* assorbono in generale fortemente i raggi infrarossi e ultravioletti, e se lo spessore è notevole assorbono pure una certa parte dei raggi visibili.

L'estinzione che le radiazioni subiscono per assorbimento segue la nota legge del Lambert: *Strati di eguale spessore assorbono eguali frazioni dell'energia raggiante che ad essi perviene.* Analiticamente questa legge dà origine alla relazione differenziale

$$dI = -\alpha I\, dz \tag{1}$$

ove I indica l'intensità del flusso di radiazioni omogenee penetranti alla quota z e α è funzione della lunghezza d'onda λ e delle proprietà ottiche del mezzo ma indipendente dalla quota z. Indicando con I_0 il valore limite di I per $z = 0$, e con q una quantità definita dalla relazione $q = e^{-\alpha}$, la (1) conduce alle formule seguenti.

$$I = I_0\, q^z \quad \text{(formola del Bouguer)} \tag{2}$$

$$I = I_0\, e^{-\alpha z} \quad \text{(formola del Lambert)} \tag{3}$$

La q è detta *coefficiente di trasmissione;* la α *coefficiente di assorbimento o di estinzione.*

La legge di Lambert, nei limiti delle esperienze, non è stata finora trovata in difetto; tutte le apparenti eccezioni risultarono spiegate da errori strumentali [1].

---

[1] R. W. Wood, *Optique Physique.* Tome II, pag. 115, 1914, Paris.

Nella teoria elettromagnetica della luce la legge di Lambert viene ad essere una conseguenza delle equazioni di Maxwell estese ad un mezzo imperfettamente isolante (1).

Il meccanismo intimo dell'assorbimento, in quanto si risolva in un accrescimento della media velocità di agitazione molecolare e quindi di energia termica del mezzo, è stato esaminato in relazione alle varie teorie della luce; ma l'esperienza non consente, allo stato attuale, di poter fare una scelta in favore dell'una o dell'altra teoria.

§ 2 — **Diffusione interna** — Quando il mezzo trasparente attraversato dalla luce contenga in sospensione particelle aventi indice di rifrazione diverso da quello del mezzo, queste particelle diffondono radiazioni in tutte le direzioni; se le medesime particelle sono sufficientemente piccole, la luce diffusa è azzurra e più o meno completamente polarizzata rettilineamente, la direzione di vibrazione essendo normale alla direzione del fascio incidente *(effetto Tyndall)*.

Lord Rayleigh, diede la teoria del fenomeno e una formola da cui risulta che *l'intensità J della luce diffusa secondo una direzione qualsiasi è inversamente proporzionale alla quarta potenza della lunghezza d'onda* (Wood, loc. cit., pag. 375).

La formola stessa dice che la diffusione nella direzione del raggio incidente è doppia di quella in direzione perpendicolare.

In successivi lavori Lord Rayleigh dimostrò che la diffusione può essere derivata da semplice azione molecolare e spiegò il colore azzurro del cielo come dovuto a diffusione molecolare, senza bisogno di fare intervenire le particelle sospese nell'atmosfera.

Il fenomeno della diffusione assunse speciale importanza negli sviluppi delle teorie elettromagnetiche della luce. In particolare l'effetto Tyndall fu oggetto di trattazioni da parte di H. A. Lorentz (2) e A. Einstein (3). Questi diede una formola che consente di valutare il coefficiente di estinzione per effetto di semplice dispersione interna; ricorderemo i valori seguenti calcolati dal Gans (4), perchè di essi avremo occasione di valerci nel seguito:

COEFFICIENTI DI DIFFUSIONE INTERNA SECONDO LA TEORIA DI EINSTEIN, NELL'ACQUA PURA

λ (in $\mu\mu$)	658	612	578	546	436	430	415
$\beta \times 10^5$ (in 1/cm)	0.783	1.054	1.337	1.693	4.391	4.658	5.466

(1) H. Poincaré, *Electricité et Optique*, pag. 179-80. 1901, Paris.
(2) H. A. Lorentz, *Ann. d. Phys. 33*, 1910, pag. 43 e 84.
(3) A. Einstein. *Ann. d. Phys. 33*, 1910, pag. 1286.
(4) R. Gans, *Ann. d. Phys. 75*, 1924, pag. 1.

Il problema della diffusione, come è evidente, è strettamente collegato a quello del colore dell'acqua, e fu spesso considerato appunto in vista di trovare un'esauriente spiegazione del colore azzurro delle grandi masse acquee della natura, e in particolare dei mari. Il lavoro del Gans, ora citato, è uno dei più completi su tale argomento. In esso sono ricordati gli studi recentissimi del fisico indiano C. V. Raman e della sua scuola di Calcutta, intesi a dare larghe basi teoriche e sperimentali in questo campo di indagini. Il Gans si propone di giungere a sviluppi più esaurienti della teoria; studiato l'effetto Tyndall nel caso generale di radiazioni oblique, sulla scorta delle formole del Lorentz, dimostra non essere sufficiente tenere conto della dispersione di primo ordine, rappresentata da tale effetto, ma essere necessario valutare anche le diffrazioni che i raggi diffusi subiscono nell'interno dell'acqua. Sviluppa questa trattazione completa del problema nel caso dell'incidenza normale, e valuta le quantità di radiazioni che sono diffuse all'esterno in conseguenza di tutte le azioni dispersive.

Per il caso limite in cui il liquido non eserciti assorbimento, ma solo dispersione, la teoria del Gans porta a concludere che tutte le radiazioni sono diffuse all'esterno in quantità assoluta massima pari a 3/8 della radiazione incidente; i valori relativi delle intensità delle diverse radiazioni non sarebbero allora modificati rispetto a quelli della luce bianca incidente, e il mare apparirebbe di colore bianco.

Effettivamente si ha invece un assorbimento crescente dalle radiazioni violette verso quelle rosse; la radiazione diffusa risulta costituita in prevalenza di radiazioni più rifrangenti e la luce globale diffusa in superficie assume colore spostato verso il verde e l'azzurro.

Nelle teorie del Lorentz, le formole esprimenti l'intensità delle radiazioni rifratte, propagantisi nell'acqua, contengono il fattore esponenziale che corrisponde alla legge di Lambert e rappresenta l'estinzione. Nell'acqua però l'estinzione deriva sia dall'azione dell'assorbimento propriamente detto, (trasformazione in energia termica), come da diffusione; quest'ultima azione determina flussi di radiazioni, che tornano all'atmosfera in forma di luce diffusa, o si propagano verso il basso unitamente alle radiazioni dirette.

§ 3 — **Estinzione per simultanea azione dell'assorbimento e della diffusione** — Il Gans, ammette, nel lavoro citato, che l'estinzione delle radiazioni, per azione globale dell'assorbimento e della diffusione interna, sia ancora rappresentata correttamente da semplice formola esponenziale, come la (3), nella quale però al coefficiente α di assorbimento, sia sostituita la somma dei due coefficienti di assorbimento α e di diffusione β. Ammette inoltre che i coefficienti determinati sperimentalmente, in base alla formola di Lambert, e che ricorderemo nel § 11, siano coincidenti coi valori di tali somme.

Ma questa ammissione, se può corrispondere a una prima approssimazione, non pare ammissibile in generale. Nel caso in cui l'estinzione sia dovuta a distinte cause, come nei fluidi, sembra necessario tenere conto separato di esse nello sviluppo della teoria.

Una trattazione analitica del problema, fatta con tale indirizzo, è stata recentemente iniziata dal Mecke (1) e completata dal Dietzius (2) con riguardo all'estizione esercitata dalla nebbia e dalle nubi. I concetti stessi seguiti da questi autori sembrano estensibili al caso della propagazione delle radiazioni nei liquidi. Le equazioni differenziali, a cui si perviene nella impostazione del problema, sono formalmente identiche a quelle usate dagli autori citati; i successivi sviluppi possono però venire convenientemente condotti in forma diversa; si perviene così a soluzioni molto semplici e adatte alla trattazione dei vari argomenti che interessano le ricerche ottiche e termiche marine.

Ci riferiamo sempre al caso di radiazioni omogenee di data lunghezza d'onda; e indichiamo con: I_0 l'intensità delle radiazioni penetranti verticalmente in superficie; I l'intensità di esse dopo aver attraversato uno strato di spessore z, contato verticalmente verso il basso; J l'intensità del flusso diffuso verso l'alto alla quota z; α e β i coefficienti di assorbimento e di diffusione corrispondenti all'azione globale esercitata da uno strato unitario dell'acqua limpida o torbida, che si considera e che si suppone otticamente omogenea; h la profondità del piano che delimita inferiormente lo strato considerato e che può corrispondere (ma non necessariamente) al fondo del bacino acqueo.

Tutte le quantità ora indicate sono positive; inoltre $\alpha < 1; \beta < 1$, $\alpha + \beta < 1$.

Il flusso I nell'attraversare uno strato successivo dz subisce questi incrementi:

$-\alpha I\,dz$, per assorbimento molecolare (trasformazione in energia termica);

$-\beta I\,dz$, per riflessione diffusa in alto;

$+\beta I\,dz$, per diffusione in basso del flusso J.

Analoghi incrementi si possono valutare per il flusso J e si ha in definitiva il sistema di equazioni differenziali:

$$(4) \qquad \begin{cases} dI/dz = -\alpha I - \beta (I - J) \\ dJ/dz = \alpha J - \beta (I - J). \end{cases}$$

Se fosse $\beta = 0$, se cioè non vi fosse riflessione ma solo assorbimento, la prima di queste equazioni coinciderebbe colla (1).

Poniamo:

$$(5) \qquad \gamma^2 = \alpha (\alpha + 2\beta)$$

$$(6) \qquad \delta^2 = \alpha/(\alpha + 2\beta) = 1/(1 + 2\beta/\alpha).$$

La soluzione del sistema (4) assume la forma:

$$(7) \qquad \begin{cases} I = P e^{\gamma z} (1 - \delta) + Q e^{-\gamma z} (1 + \delta) \\ J = P e^{\gamma z} (1 + \delta) + Q e^{-\gamma z} (1 - \delta). \end{cases}$$

---

(1) *Ueber Zerstreung und Beugung des Lichtes durch Nebel und Wolken.* « Ann. der Physik », 1921.

(2) *Die absorption des Lichtes in trüben Medien, insbesondıre Nebel und Wolken.* « Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre ». Bd XI, Heft 2, 1923.

Poniamo queste condizioni ai limiti;

$$\text{per } z = 0 \text{ , } I = I_0 \quad ; \quad \text{per } z = h \text{ , } J = \mu I$$

ove μ indica la frazione di flusso I diffusa in alto dalle acque o dal fondo sottostante allo strato di spessore h, indica cioè l'*albedo* di tali acque o di tale fondo ed è $0 \leq \mu < 1$. Con queste condizioni P e Q risultano determinate.

Poniamo inoltre:

$$\varepsilon = (1 + \delta)/(1 - \delta) \tag{8}$$

$$\theta = (\varepsilon^{-1} - \mu)/(\varepsilon - \mu). \tag{9}$$

Le quantità così introdotte ε e θ sono funzioni di δ, e quindi dei coefficienti ottici del mezzo α e β, e dell'abedo μ; e soddisfano alle relazioni:

$$0 \leq \gamma \leq 1 \quad ; \quad 0 \leq \delta \leq 1 \quad ; \quad \varepsilon \geq 1$$

Per i valori di μ che si hanno in natura (si veda la formola (19) seguente) cioè per $\varepsilon^{-1} \geq \mu \geq 0$, si ha pure:

$$0 \leq \theta \leq \varepsilon^{-2}. \tag{10}$$

Con le sostituzioni indicate, le soluzioni (7) assumono la forma:

$$I/I_0 = e^{-\gamma z}\,(1 - \theta e^{-2\gamma(h-z)})/(1 - \theta e^{-2\gamma h}) \tag{11}$$

$$J/I_0 = e^{-\gamma z}\,(\varepsilon^{-1} - \varepsilon\theta e^{-2\gamma(h-z)})/(1 - \theta e^{-2\gamma h}). \tag{12}$$

Pe le applicazioni alle acque profonde è opportuno modificare queste relazioni. Ponendo $z = h$ la (11) diventa:

$$I/I_0 = (1 - \theta)\, e^{-\gamma h}/(1 - \theta e^{-2\gamma h}). \tag{13}$$

Quando si possa ritenere μ costante e quindi anche θ costante (e ciò è generalmente lecito a quote profonde o per limitate variazioni di h), dalla (13), considerando la I funzione del solo parametro h, si deduce:

$$dI = -\gamma I \varphi(h)\, dh \tag{14}$$

ove si è posto:

$$\varphi(h) = (1 + \theta e^{-2\gamma h})/(1 - \theta e^{-2\gamma h}). \tag{15}$$

Se fosse $\beta = 0$ (assorbimento senza riflessione) sarebbe $\gamma = \alpha$, $\delta = 1$, $\theta = 0$, $\varphi = 1$; e la (14) si ridurrebbe alla relazione (1); si ricadrebbe quindi nelle formole Bouguer-Lambert.

Se $\beta \neq 0$ la (14) differisce dalla (1) per la sostituzione di $\gamma\,\varphi(h)$ alla costante α. La $\varphi(h)$ è funzione decrescente di h e ha per limite inferiore 1 quando h cresce indefinitamente. Perciò è pure $\gamma\,\varphi(h)$ funzione decrescente di h. Ciò significa che volendo adottare semplici formole esponenziali tipo Bouguer-Lambert si dovrebbero sostituire, ai coefficienti costanti, quantità variabili colla quota h. E precisamente il coefficiente di assorbimento α dovrebbe diminuire e il coefficiente di trasmissione q dovrebbe crescere al crescere di h, in esatto accordo coi risultati delle esperienze.

Indichiamo con I_1, I_2; θ_1, θ_2 i valori di I e di θ corrispondenti a distinte quote h_1 e h_2 e riteniamo $h_2 > h_1$. Dalla (13) si deduce:

$$\gamma' - \gamma = \log_e [(1 - \theta_1)(1 - \theta_2)^{-1}(1 - \theta_2 e^{-2\gamma h_2})(1 - \theta_1 e^{-2\gamma h_1})^{-1}]/(h_2 - h_1) \tag{16}$$

ove si è posto:

$$\gamma' = (\log_e I_1/I_2)/(h_2 - h_1) \tag{17}$$

Sia per valori sufficientemente grandi, come per valori assai piccoli, di h si ha prossimamente $\gamma' = \gamma$; la costante ausiliaria γ può allora essere calcolata colla (17) noto il rapporto I_1/I_2.

La differenza $\gamma' - \gamma$ non ha segno definito; per gli usuali valori che si hanno in natura (limitate variazioni di μ al variare di h) risulta normalmente $\gamma' > \gamma$.

Nota la costante γ, la (16) può servire per il calcolo di θ e quindi di δ e infine dei coefficienti α e β. Difficilmente però i dati sperimentali hanno l'esattezza richiesta per l'applicazione della (16); il valore che si può attribuire a μ è alquanto incerto. Si dovrà usualmente limitare il calcolo alla sola γ, deducendo le altre costanti dalle relazioni seguenti.

§ 4 — **Albedo** — Ponendo $z = 0$ nella (12) si ha il rapporto fra radiazione diffusa e incidente in superficie, cioè l'*albedo superficiale* $a = J/I_0$; ed è:

$$a = (\varepsilon^{-1} - \varepsilon\theta e^{-2\gamma h})/(1 - \theta e^{-2\gamma h}). \tag{18}$$

L'albedo a è dunque funzione crescente di h; per $h = 0$, si ha $a = \mu$ cioè per acque di lieve spessore il potere diffusivo in superficie tende a identificarsi con quello del fondo; per h indefinitamente crescente, a tende a un limite superiore, che indicheremo A, ed è:

$$A = \varepsilon^{-1} = (1 - \delta)/(1 + \delta). \tag{19}$$

L'albedo superficiale A in acque profonde risulta indipendente dall'albedo μ del fondo; la radiazione riflessa dal fondo, per h sempre crescenti, finisce infatti per essere senza influenza su l'albedo superficiale. Dalla (19) si deduce, tenedo presente la (6):

$$\delta = (1 - A)/(1 + A) \tag{20}$$

$$\beta/\alpha = 2A/(1 - A)^2. \tag{21}$$

Per valori crescenti di β/α, A tende ad 1; per valori decrescenti a zero si può porre:

$$A = \beta/2\alpha \quad ; \quad \beta/\alpha = 2A.$$

Nota sperimentalmente A resta dunque determinato il rapporto β/α; quest'ultimo valore, unitamente a quello di γ dà i valori dei coefficienti ottici α e β.

Per le (18), (19) e (13) la differenza:

$$A - a = \theta e^{-2\gamma h}(\varepsilon - \varepsilon^{-1})/(1 - \theta e^{-2\gamma h}) = (\varepsilon^{-1} - \mu)\, e^{-\gamma h} I/I_0 \tag{22}$$

pei valori ordinari di μ ($\mu < A$) è sempre positiva, cresce al diminuire di h, e ha per limite superiore $\varepsilon^{-1} - \mu$, se h tende a zero. Queste osservazioni possono essere estese anche alle riflessioni esercitate dagli strati interni alla massa liquida; tali riflessioni hanno valori che si approssimano all'albedo μ

del fondo, se si tratta di strati prossimi al fondo; e crescono fino a raggiungere il valore $A = \varepsilon^{-1}$ presso la superficie esterna, se si tratta di acque profonde, e sino al valore a se lo spessore è limitato.

§ 5 — **Riscaldamento interno** — L'energia termica derivante da irraggiamento diretto si può valutare noti gli equivalenti termici dei singoli gruppi di radiazioni incidenti I_0, osservando che uno strato liquido di spessore h assorbe la quantità di T di radiazioni data dalla relazione

$$T = I_0(1 - a) - I\,(I - \mu).$$

Per le (13 e (18) si ha:

$$(23)\quad T/I_0 = [(1 - \varepsilon^{-1})(1 + \varepsilon\theta e^{-2\gamma h}) - (1 - \theta)(1 - \mu)e^{-\gamma h}]/(1 - \theta\, e^{-2\gamma h}).$$

Il secondo membro della (23) è funzione crescente di h; ed ha per limite superiore, quando h sia abbastanza grande,

$$(24)\qquad \max\ T / I_0 = 1 - \varepsilon^{-1} = 1 - A = 2\,\delta/(1 - \delta)$$

formole di facile valutazione. La differenza tra questo valore massimo di T e la radiazione incidente I_0 corrisponde alla radiazione diffusa verso l'esterno

§ 6 — **Radiazione totale** — Le formole finora sviluppate si riferiscono a radiazioni di data lunghezza d'onda; ove si consideri la totale radiazione solare le quantità che figurano nelle formole stesse devono essere considerate come funzioni delle corrispondenti lunghezze d'onda λ; con semplice integrazione estesa al campo di variazioni di λ si ottengono i valori globali della radiazione penetrante, o diffusa, o assorbita.

La teoria ora svolta, mentre sembra essere adeguata alla natura del fenomeno in modo ben più completo che non le semplici formole esponenziali sinora usate, traccia anche l'indirizzo che si deve seguire nelle ricerche sperimentali, in quanto precisa quali siano le quantità che interessa determinare coll'osservazione, per poter procedere alla valutazione delle costanti ottiche che caratterizzano le acque del bacino considerato.

§ 7 — **Riflessione superficiale** — Nella trattazione sinora svolta non è tenuto conto del fenomeno della riflessione speculare esercitata dalla superficie dell'acqua. La radiazione penetrante, indicata con I_0, non si identifica colla radiazione incidente I_i; fra le due quantità passa la relazione
$I_i = I_0 + R$, ove R indica l'energia riflessa della superficie.

Indicando con i ed r gli angoli di incidenza e di rifrazione, e con $n = \sin i/\sin r$ l'indice di rifrazione dell'acqua per la radiazione che si considera, si ha la seguente relazione (formola di Fresnel):

$$(25)\qquad R/I_i = \sin^2(i - r)/[2\sin^2(i + r)] + \operatorname{tg}^2(i - r)/[2\operatorname{tg}^2(i + r)]$$

Questa formola è applicabile alle riflessioni esercitate dalla superficie di masse acquee, come risulta da numerose prove sperimentali (1).

Per le radiazioni visibili, assumendo come valore medio dell'indice di rifrazione dell'acqua rispetto all'aria il valore usuale n = 4/3, dalla formola del Fresnel si deducono i seguenti valori medi dei rapporti fra energia riflessa e incidente:

i	r	R / I
0	0°	0.0204
20	14 52′	.0206
40	28 50	.0245
50	35 05	.0336
60	40 31	.0597
70	44 49	.1335
80	47 38	.3479
90	48 35	1.0

Da questa tabella risulta che sino ad angoli di 40° l'energia riflessa all'esterno è appena 2/100 di quella incidente; solo per angoli molto elevati si raggiungono valori notevolmente grandi; al limite, per i crescente verso 90°, i raggi incidenti tendono a diventare paralleli alla superficie e la riflessione tende al limite della riflessione totale.

Quando i raggi incidono alla superficie con angolo i, la quantità di energia I_i ricevuta dall'unità di superficie è legata alla quantità analoga I_n corrispondente a una superficie normale ai raggi, dalla nota *legge del coseno*

$$I_i = I_n \cos i$$

La quantità di radiazione che effettivamente penetra nell'acqua, per ogni unità di superficie, viene quindi fortemente diminuita al crescere dell'angolo i, sia per diminuzione dell'energa incidente, come per aumento della percentuale di energia riflessa.

Quando i raggi tendono a divenire paralleli alla superficie, la quantità di radiazione ricevuta su l'unità di superficie tende al limite zero; la riflessione totale, che la formola (25) porta ad assegnare all'angolo di 90°, viene perciò a coincidere con un flusso nullo di energia incidente.

§ 8 — **Riflessione totale** — Non sarà inutile osservare che questo caso limite di riflessione totale non ha nulla di comune colla presunta riflessione totale, che si trova erroneamente affermata nei comuni testi di oceanografia,

(1) W. Schmidt, *Ueber die Reflektion der Sonnenstrahlung an Wasserflächen.* Sitzungsber. Ak. Wien, CXVII B., II Ab., pag. 75, 1908.

quali quelli del Krümmel (1), del Richard (2) e del Thoulet (3). Riportiamo le parole stesse usate da quest'ultimo autore: « en conséquence de la réfraction lorsque le soleil atteint au-dessus de l'horizon une hauteur correspondant à ce qu'on nomme l'angle limite, les rayons envoyés par lui sont entièrement réfléchis par la surface de l'eau sans pénétrer dans le liquide ».

La grossolanità di questa affermazione è evidente; il fenomeno si verifica infatti nel passaggio dei raggi da un mezzo più rifrangente ad uno meno rifrangente, non nel caso opposto, come sarebbe quello dei raggi solari che dall'aria penetrino nell'acqua. Già nel 1913 il Schöbel aveva rettificato tale errore; ma esso è tuttora ripetuto anche nei testi recenti.

Come inesistente è questo fenomeno di riflessione totale, così prive di valore sono le interpretazioni che i testi citati deducono per chiarire le note osservazioni eseguite da H. Fol mediante immersione in scafandro, e le esperienze di Regnard su la durata di quello che fu chiamato « giorno subacqueo » E' curioso che per spiegare le osservazioni del Fol siasi ricorso a un fenomeno inesistente, mentre la dizione testuale usata dal Fol è correttissima; egli dice infatti (4) che la luce si estingue bruscamente « au moment où le soleil descend vers l'horizon », cioè quando la radiazione penetrante si riduce a zero per azione combinata della diminuita radiazione incidente e per aumento di quella riflessa. I testi citati pretendono invece che tale estinzione prenda inizio quando l'angolo zenitale sia maggiore dell'angolo limite, cioè di circa 48° 35′.

Quanto è detto per i raggi diretti solari può essere esteso alle radiazioni diffuse, che dall'atmosfera penetrano nell'acqua sotto tutti i possibili angoli di incidenza, e si rifrangono nell'interno, in guisa da riuscire racchiuse entro un cono avente apertura di circa 97°.

I raggi che dall'acqua vengono diffusi verso l'aria seguono le leggi della riflessione espresse dalla (25); vale ancora la tabella precedente purchè r figuri gli angoli di incidenza, i quelli di rifrazione. Quando l'angolo incidente r superi 48° 35′ si ha riflessione totale nell'interno dell'acqua.

§ 9 — **Assorbimento atmosferico** — Quando le radiazioni che si considerano siano quelle solari, ed è questo il caso che interessa maggiormente le applicazioni, l'intensità delle radiazioni penetranti nell'acqua dipende, in modo essenziale, dall'estinzione che l'energia solare subisce nell'atmosfera. Nelle applicazioni che faremo si farà uso di alcuni dati sperimentali che qui vengono brevemente accennati.

La massa d'aria attraversata dai raggi, quando il sole è allo zenit, fra l'esterno dell'atmosfera e un livello a cui corrisponda la pressione di 760 mm., sia assunta come valore unitario. La massa m attraversata con altezze solari decrescenti, espressa con tale unità, è data dalle cifre del seguente prospetto:

---

(1) O. Krümmel, *Handbuch der Ozeanographie,* pag. 262, Vol. I, Stuttgart, 1907.
(2) J. Richard, *L'Océanographie,* pag. 125-128, Paris, 1907.
(3) J. Thoulet, *L'Océanographie,* pag. 152, Paris, 1922.
(4) H. Fol e P. Sarasin, *C. R. Acad. Paris, T. 110,* 1890, pag. 1079.

in corrispondenza di esse sono indicati i valori che secondo il Linke (1) si devono attribuire all'intensità di radiazione I (m), quando l'aria sia supposta secca e limpida e la costante solare sia assunta eguale a 1.932 calorie/cm.^{2} min.

INTENSITA' DELLA RADIAZIONE SOLARE AL VARIARE DELL'ALTEZZA DEL SOLE

Altezze solari	—	90°	29°.9	19°.3	14°.3	9°.3	6°.8	5°.23
m	0	1	2	3	4	6	8	10
I (m)	1.932	1.707	1.548	1.428	1.328	1.168	1.046	0.947

In natura l'aria è sempre umida e torbida; l'estinzione risulta molto accresciuta; i valori effettivi di I(m) sono minori di quelli ora indicati; e ciò tanto più quanto maggiori sono le quantità di vapore e di pulviscolo presenti nell'aria.

Se in luogo dei valori globali di I(m) si considerano le intensità delle singole radiazioni, si trova che al crescere di m l'estinzione segue leggi diverse per le varie radiazioni dello spettro; l'atmosfera esercita cioè un potere selettivo nell'estinzione dell'energia raggiante. Posta eguale ad 1 l'intensità delle singole radiazoni all'esterno dell'atmosfera, i valori che esse hanno dopo attraversata questa sono date, secondo i dati di Abney e i calcoli del Dorno (2), dalla seguente tabella.

INTENSITÀ DI ALCUNE RADIAZIONI PER VARIE ALTEZZE SOLARI

Altezza solare	90°	30°	19°.3	14°.3	11°.3	9°.3	8°.3	7°.3	presso l'orizz.
Massa d'aria attraversata	1	2	3	4	5	6	7	8	32
Rosso $\lambda = 760\ \mu\mu$	.95	.91	.86	.81	.77	.74	.71	.66	.107
Aranciato $\lambda = 590$ » »	.87	.75	.65	.57	.49	.43	.37	.32	.001
Azzurro $\lambda = 490$ » »	.74	.54	.40	.30	.22	.16	.12	.09	.000
Violetto $\lambda = 400$ » »	.51	.25	.13	.07	.03	.02	.01	.00	.000
LUMINOSITÀ DEL SOLE									
Sole	.84	.70	.59	.50	.42	.30	.26	.21	.002

(1) F. Linke, *Trasmissions - Koeffizient und Trübungsfaktor,* Beiträge z. Phys., der fr. Atm., X, pag. 91, 1922.

(2) Dietrich und Kaminer, *Handbuch der Balneologie, Abschnitt D (Die Physik der Sonnenstrahlung),* pag. 524, Leipzig, 1916.

Per altezze solari prossime a zero le radiazioni azzurre e violette sono totalmente assorbite; il sole appare perciò colorato in giallo-rosso e la sua luminosità è ridotta a 1/420 di quella che si ha col sole allo zenit. Il primo numero dell'ultima linea, 0,84, rappresenta il coefficiente di trasmissione della luce totale dello spettro, con sole allo zenit ed aria pura.

L'azione estinguente dell'atmosfera per le diverse radiazioni dello spettro, è dunque funzione della lunghezza d'onda λ e dell'altezza solare; queste funzioni dipendono inoltre dalle momentanee condizioni di torbidità e di umidità dell'aria.

§ 10 — **Radiazioni oblique** — In una massa d'acqua, indefinitamente estesa in senso orizzontale ed uniformemente esposta alle radiazioni incidenti in superficie, come nel mare, le radiazioni penetranti subiscono una graduale estinzione per azione dell'assorbimento interno e della dispersione dell'energia verso l'esterno. L'assorbimento agisce tanto sui raggi diretti, quanto su quelli diffusi, e corrisponde alla diminuzione di energia figurata dal coefficiente α. La dissipazione dell'energia verso l'esterno può avvenire solo per azione dei raggi che effettivamente emergono in superficie o sono assorbiti sul fondo. La dissipazione laterale essendo praticamente nulla, le radiazioni che contribuiscono a dispersione di energia verso l'esterno si comportano come se appartenessero a flussi diretti lungo la verticale, per quanto le traiettorie effettive possano essere comunque complesse. Per questa ragione nella teoria svolta nel § 3 si è potuto adottare la semplificazione di considedare le radiazioni del flusso indicato con J come se fossero parallele all'asse z, e quindi anche ai raggi incidenti, nel caso di incidenza normale ivi considerato; il coefficiente β figura la frazione di energia che ogni strato unitario perde in dipendenza da questo flusso rivolto verso l'esterno.

Se le radiazioni incidono obliquamente sulla superficie, e se indichiamo ancora con J l'intensità del flusso rivolto verso l'alto, cessa il parallelismo fra la radiazione diretta e quella dispersa verso la superficie; il sistema di equazioni (4) non corrisponde più al problema.

La teoria svolta per le radiazioni incidenti normalmente non è valida dunque se le radiazioni sono oblique. Nei calcoli numerici che faremo nel seguito ci varremo tuttavia di tale teoria anche per il caso delle radiazioni oblique; l'errore che con ciò si viene a commettere diminuisce la precisione dei risultati tanto più quanto maggiore è l'obliquità dei raggi. Osserviamo però, come risulta da accurate esperienze del Grein, ricordate nel Cap. II, che le fluttuazioni osservate nell'intensità delle radiazioni a varie quote, in pari condizioni di trasparenza apparente e di colore, ma in ore diverse e quindi con altezze zenitali variate fra limiti estesi, sono estremamente irregolari.

Anche i valori della radiazione penetrante in superficie, per le ragioni esposte nei § 7-9, non possono figurare nei calcoli se non con grossolana approssimazione. Perciò l'estensione delle formole date per radiazioni verticali al caso di radiazioni oblique sembra giustificato in quei casi in cui l'errore che si commette non sia tale da alterare l'ordine di grandezza delle approssimazioni stesse che sono consentite dalla natura dei dati sperimentali.

CAPITOLO II

Interpretazione delle osservazioni
Costanti ottiche

§ 11 — **Determinazioni sperimentali** — Nelle misure sperimentali si valuta l'estinzione delle radiazioni per effetto globale dell'assorbimento e della diffusione. I dati sono interpretati normalmente in base alla semplice formola esponenziale (3); resta indeterminata la relazione che lega il coefficiente di estinzione così ottenuto con i coefficienti di assorbimento (§ 1) e di diffusione (§ 2).

Si hanno dati di diverse fonti, ma abbastanza concordi, per l'acqua pura; per le acque marine le variazioni sono così forti da caso a caso da non consentire la formulazione di valori medi di uso generale. Riportiamo dal Krümmel (pag. 272) la seguente tabella dei dati più attendibili per lo spettro visibile:

COEFFICIENTI DI ESTINZIONE PER L'ACQUA PURA

Colore	Lunghezza d'onda in $\mu\mu$	Coeff. di estinzione in $1/m$	Osservazioni
Indaco	450	0.010	—
Azzurro	470	.010	—
Verde azzurro	490	.010	presso linea *E*
» »	510	.012	—
Verde	530	.010	presso linea *F*
Giallo verde	550	.033	—
Giallo	570	.085	—
»	590	.085	presso linea *D*
»	600	.163	—
Giallo aranc.	615	.235	banda di assorb.
Aranciato	630	.240	—
Rosso aranciato	650	.280	presso linea *C*
Rosso	660	.300	—

Le bande di assorbimento fra 660 e 670 μμ, fra 610 e 620 μμ e quelle oltre la linea C verso la A sono note col nome di *bande di Schönn.*

L'estinzione cresce rapidamnte nella regione dei raggi infrarossi. Secondo le osservazioni di Aschkinass riportate dal Kohlrausch (1) l'assorbimento avverrebbe nelle proporzioni indicate nel seguente prospetto:

Spessore dell' acqua	Lunghezza d'onda in μ	Assorbimento %
m. 1	0.77	91
cm. 1	1.00	35
»	1.25	71
cm. 0.005	1.50	18
»	1.71	5
»	1.94	46
»	2.2	14
»	2.7	88
cm. 0.001	2.8	2
»	3.1	94
»	3.8	19
»	4.7	42
»	5.3	27
»	6.1	92
»	7.1	56
»	8.4	50

Le poche determinazioni che si hanno per la regione dell'ultravioletto portano alla conclusione che anche in tale zona l'estinzione cresce rapidissimamente al diminuire della lunghezza d'onda (2).

§ 12 — **La formola esponenziale** — I coefficienti riferiti nel paragrafo precedente furono dedotti da prove di laboratorio su piccole masse di acqua. Eseguendo determinazioni spettrofotometriche sui valori delle intensità di radiazione a quote crescenti nelle grandi masse acquee lacuali o marine, e deducendo i coefficienti che corrisponderebbero a una figurazione del fenomeno con semplice funzione esponenziale, non risultano mai coefficienti costanti, come tale figurazione suppone; nè gli scarti sono spiegabili entro i limiti di errore che i dati sperimentali possono avere.

---

(1) F. Kohlausch, *Lehrbuch der prak. Physik.* XI Aufl., p. 714, 1910.

(2) R. Bertel, *Sur une nouvelle méthode ecc.* Bull. Inst. de Monaco, N. 219, 1911.

Prima di discutere queste discordanze fra i dati sperimentali e la figurazione analitica di essi, converrà mettere a raffronto i valori definiti da semplice formola esponenziale, tipo (3), con quelli figurati dalle formole svolte nel § 4.

Alcuni autori, come il Gans, citato, ammettono che l'effetto globale dei due fattori agenti su l'estinzione delle radiazioni nell'acqua sia rappresentato da una formola esponenziale tipo (3), in cui però il coefficiente di estinzione sia eguale alla somma del coefficiente α di assorbimento (§ 1) e del coefficiente β di diffusione (§ 2).

Ammettono cioè che sia

(3′) $\qquad I/I_0 = e^{-\gamma h}$

ove $\qquad \gamma = \alpha + \beta$

La teoria svolta nel § 3 porta invece alla formula

(13) $\qquad I/I_0 = e^{-\gamma h}\,(1 - \theta)/(1 - \theta e^{-2\gamma h})$

ove $\qquad \gamma^2 = \alpha^2 + 2\,\alpha\,\beta$

e quindi $\qquad \gamma < \alpha + \beta.$

Presso la superficie essendo, per le (19) e (9), $\mu = \varepsilon^{-1}$, $\theta = 0$, le due formole 3′ e (13) coincidono nella forma, non però nel valore da attribuire a γ. A quote profonde invece la frazione che moltiplica, nella (13), il fattore esponenziale, decresce dal valore 1 verso il limite inferiore $1 - A^2$, che raggiunge a quote ove si possa assumere $\mu = 0$ e quindi $\theta = \varepsilon^{-2} = A^2$. Il secondo membro della (13), inizialmente dà quindi per I/I_0 valori lievemente maggiori di quelli dati dal secondo membro della (3′); a quote via via crescenti, poichè il termine correttivo decresce di valore fra i limiti ora indicati, i valori di I/I_0, dati dalla (13), possono risultare inferiori a quelli dati dalla (3′). Abbiamo ricordato nel § 2 che, secondo la teoria del Gans, il massimo valore della radiazione diffusa all'esterno da una massa d'acqua pura, per effetto di tutte le azioni dispersive interne, raggiunge al massimo 3/8 della radiazione incidente; e ciò avviene quando il coefficiente α di assorbimento tende a zero. Per le radiazioni azzurre-violette, alle quali corrispondono i minimi valori dell'assorbimento, l'albedo A dovrebbe qundi avere valori inferiori a 3/8. Ponendo, ad esempio, A = 0,3, il valore limite $1 - A^2$ si riduce a 0,91; il fattore moltiplicativo nel secondo membro della (13) ha quindi valori compresi fra 1 e circa 0,91. Per le radiazioni più lunghe tale fattore differisce sempre meno dall'unità.

Queste osservazioni portano a concludere:

1° L'estinzione delle radiazioni nell'acqua, ammesso che il valore della radiazione diffusa all'esterno sia contenuto entro i limiti ora indicati, segue assai prossimamente una semplice legge esponenziale; gli scostamenti da essa sono sensibili solo per le radiazioni di minore lunghezza d'onda, ma anche in tal caso sono molto piccoli;

2° Il coefficiente di estinzione nella formola esponenziale è però alquanto minore della somma dei distinti coefficienti di assorbimento e di diffusione, specialmente per le radiazioni di breve lunghezza d'onda; solo per le radiazioni più lunghe, essendo quasi nullo il coefficiente di diffusione, tale somma coincide praticamente col coefficciente di estinzione.

Qualora alle espressioni (3') e (13) venisse data una figurazione grafica portando come ascisse i valori h e come ordinate i valori $\log_e (I/I_0)$, la 3ª sarebbe figurata da una retta, uscente dall'origine, avente coefficiente angolare eguale, in valore assoluto, alla somma $\alpha + \beta$; la (13) darebbe luogo a una curva, tangente nell'origine ad una retta avente coefficiente angolare $\gamma < \alpha + \beta$, e volgente in seguito la concavità verso il basso. Quando il coefficiente β è assai piccolo, come avviene per le radiazioni più lunghe, i due grafici considerati differiscono assai poco tra loro; quando tale coefficiente è rilevante, come per le radiazioni più brevi, le differenze fra la retta corrispondente alla formola esponenziale e la curva figurante la formola (13) risultano apprezzabili.

§ 13 — **Ricerche sperimentali su le acque marine** — Rinviamo al trattato del Krümmel per gli accenni alle misure eseguite nelle acque marine sino al 1908. Posteriormente il Bertel fece misure nelle acque di Monaco, mediante apparecchio perfezionato; ma i dati ottenuti, come già rilevò il Grein (1), non sono corretti, dato il metodo adottato nell'esecuzione e nell'interpretazione delle impressioni fotografiche.

Non si hanno serie sufficientemente estese di misure fatte col nuovo apparecchio spettrofotometrico del Knudsen (2), strumento che rappresenta quanto di meglio sia stato finora proposto in questo campo di indagini. Ci limitiamo ad esaminare i dati osservati da K. Krein nelle acque di Capri, nel 1911, mediante impiego di un fotometro marino di nuova costruzione e di filtri Wratten, che avevano un potere selettivo ristretto a un breve campo di radiazioni. Per quanto l'impiego dei filtri non porti a risultati così precisi come quelli che si possono avere con spettrofotometri, tuttavia le serie di misure eseguite dal Grein offrono i dati più accurati che finora si posseggano; essi bene si prestano ai calcoli che ci proponiamo di eseguire. Dalle memorie del Grein (1) riportiamo la seguente tabella, in cui sono dati i valori dell'intensità luminosa delle radiazioni fra le quote da 1 a 1500 m., espressa in millesimi dell'intensità esistente a 1 metro di profondità. L'apparecchio del Grein non consentì accurate determinazioni delle radiazioni superficiali.

---

(1) K. Grein, *Untersuchungen über die Absorption des Lichtes im Seewasser. I und II Teil.* Ann. de l'Inst. Océanographique, Tome V, fasc. 6; Tome VI, fasc. 6.

(2) M. Knudsen, *On measurement of the penetration of light into the sea.* Pub. de circ., N. 76, Copenhague, 1922.

VALORI RELATIVI DELLE INTENSITÀ DELLE RADIAZIONI NELLE ACQUE DI CAPRI, SECONDO K. GREIN

(espressi in millesimi dell'intensità esistente alla quota di m. 1).

Profondità m.	Rosso μμ 680-610	Aranciato-giallo 620-585	Verde 570-515	Verde-azzurro 545-486	Azzurro 475-420	Azzurro-violetto 435-400
1	1000	1000	1000	1000	1000	1000
5	3.7	2.5	250	250	450	866
10	2.7	2	166	166	437	800
20	.03	1.2	5.8	21	277	666
50	.0021	.032	2.2	2.5	201	200
75	—	.008	.75	2.2	25.6	100
100	—	.001	.03	.053	5.5	10
200	—	—	.004	.01	.04	1
500	—	—	.0016	.004	.004	.1
1000	—	—	—	.0003	.0001	.003
1500	—	—	—	—	—	10^{-8}

Il Grein usò tutte le avvertenze richieste dalla delicatezza estrema di simili determinazioni. Tuttavia l'autore stesso fa rilevare che i dati non presentano assoluta omogeneità, e in qualche punto si scostano notevolmente da un andamento regolare. Ad esempio non pare attendibile il fatto che il verde-azzurro, meno penetrante dell'azzurro negli strati superiori e medi, prevalga sull'azzurro a maggiori profondità; non è chiaro come possano avere pari intensità l'azzurro e l'azzurro-violetto verso la quota di 200 m., mentre ad ogni altra profondità l'azzurro violetto è prevalente; così pure non si comprende come l'aranciato sia assorbito più del rosso sino a 10 m., per essere assorbito in misura molto minore in seguito; ecc.

Queste anormalità sono spiegate dal Grein col fatto che le osservazioni a diverse quote non furono fatte simultaneamente. Operando in tempi diversi, le condizioni di torbidità dell'aria e dell'acqua mutano fortemente, anche se apparentemente le condizioni meteorologiche e marine restano immutate; le intensità luminose assolute e relative subiscono variazioni notevolissime, senza che sia possibile stabilire una relazione definita tra queste fluttuazioni e le variazioni dell'altezza solare, del colore dell'acqua, della visibilità del disco Secchi, ecc. Le fluttuazioni di luminosità, per radiazioni diverse, non risultano normalmente neppure parallele tra loro, e hanno il carattere di variazioni non periodiche. Il Grein, che studiò queste fluttuazioni con molta cura, trova ad esempio, che l'intensità di radiazione a 100 m. di profondità rispetto a quella che si ha a 50 m., può variare da 8 a 72 % per il verde, da 2.8 a 68 % per l'azzurro, da 4.2 a 67.8 % per l'azzurro violetto.

Di fronte a variazioni così profonde e irregolari, in acque che per la durata delle esperienze mantengono immutata colorazione, risulta che i dati sperimentali non possono consentire l'omogeneità e la precisione desiderabili nella determinazione dei coefficienti e nelle applicazioni teoriche.

A questo si aggiunga che i dati rilevati a quote molto profonde e a quote superficiali, per ragioni tecniche precisate dal Grein, devono essere ritenute meno approssimati di quelli rilevati a quote intermedie. I valori relativi a 1000 m., ad esempio, sono dal Grein stimati come molto minori di quelli effettivi. A profondità maggiori di 1000 m. l'incertezza sul valore dei risultati va crescendo, così che solo si può presumere di accertare se le radiazioni esercitino influenza sensibile, senza poter tuttavia fare sicure valutazioni quantitative. A questo proposito ricordiamo la seguente frase del Grein, che riteniamo pienamente giustificata e che ha molta importanza sopratutto nel campo biologico: « a qualunque profondità si può avere qualsiasi grado di annerimento delle lastre, prolungando sufficientemente il tempo di posa ». Ciò significa che *la penetrazione della luce avviene in modo asintotico, senza che esista un confine oltre al quale cessino completamente tutte le radiazoni.*

Le osservazioni precedenti dicono che i dati del Grein, per quanto costituiscano una delle più accurate serie di valori che si conoscano, tuttavia non hanno i caratteri che si richiedono per servire di base a calcoli molto precisi sui valori delle costanti ottiche o per le applicazioni consentite dalla teoria. I calcoli che ora svilupperemo devono dunque essere intesi in senso largamente approssimativo.

§ 14 — **Coefficienti di estinzione** — Le osservazioni del Grein sono fatte con distanze zenitali del sole varianti fra 22° e circa 40°; con tali angoli di incidenza i raggi penetrano in acqua con angoli da 15° a 30°. Eseguendo i calcoli dei coefficienti come se si trattasse di raggi verticali, si commettono quindi errori trascurabili di fronte alle incerte approssimazioni dei dati osservati.

In base alla formola esponenziale di Lambert, in corrispondenza dei singoli rapporti I_k / I_1 della precedente tabella, si ottengono i coefficienti di estinzione dati dal seguente prospetto.

COEFFICIENTI DI ESTINZIONE CORRISPONDENTI ALLE OSSERVAZIONI DEL GREIN (in 1/m).

Profondità m.	Rosso	Aranciato giallo	Verde	Verde azzurro	Azzurro	Azzurro violetto
5	1. 400	1. 502	0. 348	0. 348	0. 201	0. 037
10	0. 660	. 691	. 201	. 201	. 092	. 023
20	. 546	. 355	. 272	. 203	. 064	. 023
50	. 267	. 211	. 124	. 122	. 033	. 033
75	—	. 159	. 094	. 081	. 050	. 031
100	—	. 140	. 105	. 104	. 060	. 047
200	—	—	. 062	. 058	. 050	. 035
500	—	—	. 027	. 025	. 025	. 018
1000	—	—	—	. 015	. 016	. 013
1500	—	—	—	—	—	. 017

Dall'esame di questo prospetto balza evidente il contrasto fra le variazioni che i coefficienti di ogni colonna subiscono al variare della quota, e la costanza che dovrebbe invece caratterizzare i coefficienti di ogni gruppo di radiazioni indipendentemente dalle variazioni di profondità.

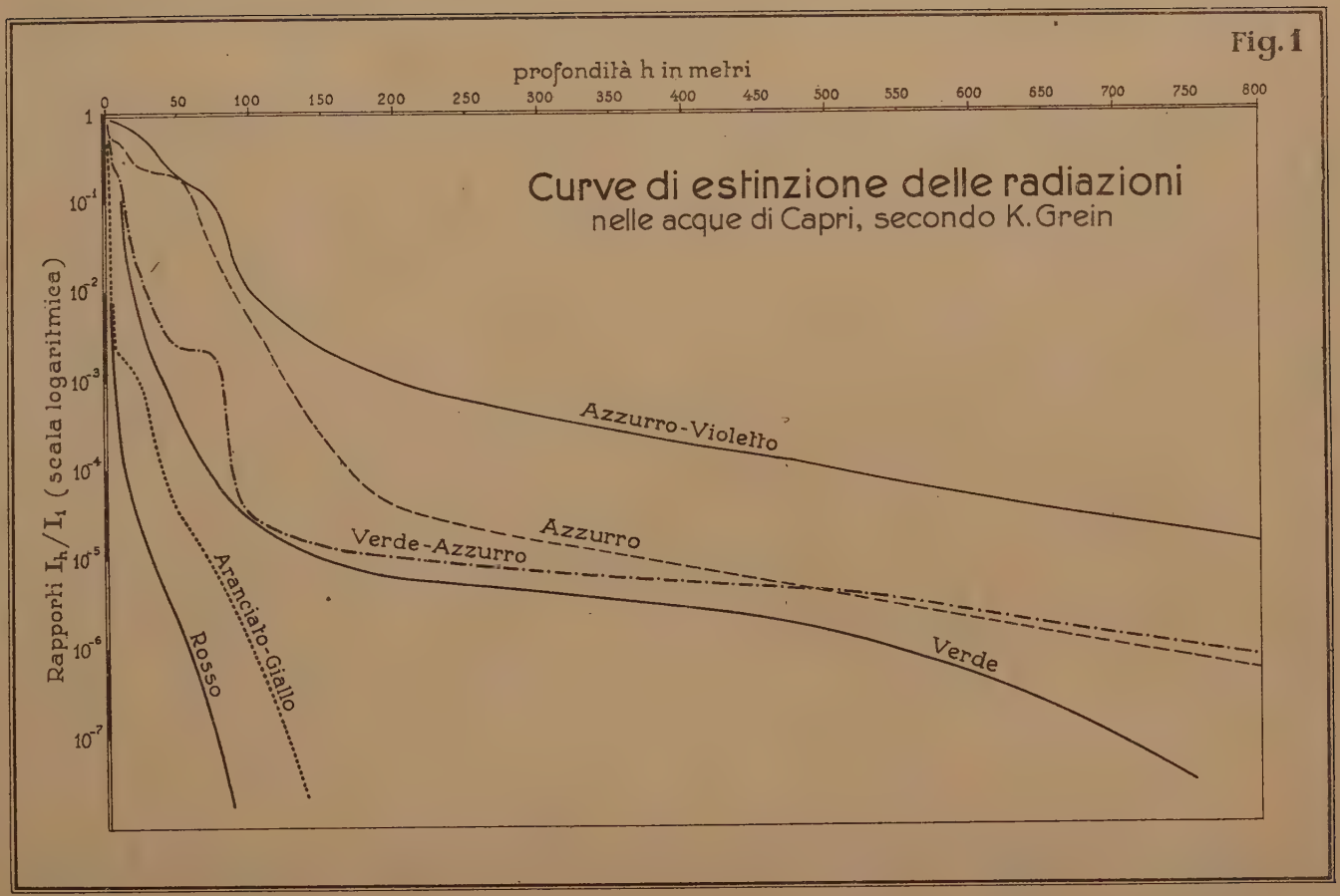
I rapporti delle intensità risultanti dalle osservazioni del Grein non seguono dunque affatto una distribuzione conforme alla formola di Lambert. Il disaccordo è reso più evidente dai grafici della Fig. 1, in cui i logaritmi dei rapporti I_h / I_1 sono portati come ordinate, e le quote h come ascisse. Invece delle linee rette, descritte nel paragrafo 12, si ottengono curve che inizialmente hanno una rapida discesa poi si incurvano fortemente colla concavità verso l'alto nell'intervallo fra 50 e 150 m., e solo nel tratto finale presentano andamento che si scosta poco dalla forma rettilinea. Il disaccordo tra l'andamento di queste curve d'osservazione e le linee rette che figurano l'estinzione secondo la legge esponenziale è tanto più forte quanto più brevi sono le lunghezze d'onda delle radiazioni.

Anche tenendo conto delle irregolari fluttuazioni dei dati d'osservazione, delle inomogeneità e degli errori sperimentali di cui è fatta parola nel paragrafo precedente, non si giunge a spiegare un così stridente e generale disaccordo fra le osservazioni e la loro rappresentazione con formola esponenziale.

Nè il disaccordo è sensibilmente attenuato se questi dati sperimentali vengono figurati colle formole della teoria che abbiamo sviluppato. Basti ricordare le conclusioni formulate nel paragrafo 12, secondo le quali l'intensità delle radiazioni nella nuova teoria viene ancora ad essere figurata da funzione esponenziale, moltiplicata per un fattore che si scosta assai poco dall'unità.

Quali sono le cause di questa discordanza fra osservazioni e teoria? Abbiamo già osservato che una spiegazione esauriente non si trova sulla sola base delle irregolarità dei dati sperimentali. La causa essenziale sta nel fatto che le semplificazioni adottate nello sviluppo delle teorie non corrispondono

Fig. 1


profondità h in metri
0
50
100
150
200
250
300
350
400
450
500
550
600
650
700
750
800
Curve di estinzione delle radiazioni
nelle acque di Capri, secondo K. Grein
Rapporti I_h/I_1 (scala logaritmica)
1
10^{-1}
10^{-2}
10^{-3}
10^{-4}
10^{-5}
10^{-6}
10^{-7}
Azzurro-Violetto
Azzurro
Verde-Azzurro
Verde
Arancione-Giallo
Rosso

correttamente al fenomeno. Basti osservare che le teorie partono dall'ipotesi che la massa acquea abbia omogeneità di caratteri ottici in tutta la sua estensione; ipotesi che sarebbe invece troppo lontana dalla realtà. Nel quadro dei coefficienti di estinzione corrispondenti alle osservazioni del Grein osserviamo, a parte poche irregolarità, una forte e uniforme diminuzione dei coefficienti a quote crescenti, la quale, per la sua entità, non ha alcuna relazione colla lieve diminuzione prevista dalla teoria (§ 3).

I dati del Grein corrispondono a una trasparenza ottica che è minima negli strati superficiali, gradualmente cresce a quote più profonde, ed è massima nelle zone abissali. Se in luogo di rapporti e coefficienti relativi a intervalli compresi fra superficie e quote crescenti, come è fatto nei prospetti precedenti, si valutano rapporti e coefficienti corrispondenti a singoli strati interni, si ottengono per le acque abissali coefficienti di estinzione molto minori, sino a raggiungere valori inferiori a quelli stessi dell'acqua pura, ricordati nel paragrafo 11. Il fatto è generale per tutte le radiazioni e permane anche ammettendo notevoli errori nei dati sperimentali. Esso porta a concludere che effettivamente la trasparenza dell'acqua marina subisca un forte aumento al crescere della profondità, specialmente per le radiazioni di maggiore lunghezza d'onda; formole dedotte nell'ipotesi di estinzione uniforme a tutte le quote non possono correttamente figurare i dati osservati

Queste conclusioni sono in pieno accordo coi risultati delle ricerche talassografiche. Da esse risulta infatti generalmente che la torbidità delle acque è massima negli strati superficiali; la densità del plancton è analogamente decrescente colla profondità (1); i moti delle acque, le variazioni di temperatura e di densità, e tutte le cause che determinano rifrazioni e diffusioni interne, hanno, in generale, influenze sempre minori al crescere della profondità. E' naturale quindi che, in natura l'ipotesi di coefficienti ottici costanti non si verifichi, ma si abbiano invece coefficienti funzioni di più variabili, mutevoli quindi colla profondità, col sito e col tempo.

§ 15 — **Costanti ottiche medie** — In natura non possiamo parlare che di valori medi delle costanti ottiche, per il sito e l'epoca in cui furono fatte le osservazioni. Questi valori medi dipendono dalla quota; e sono tali da determinare in generale un'estinzione tanto minore quanto maggiore è la profondità a cui si riferiscono.

Tra i coefficienti della precedente tabella scegliamo ad esempio quelli che si riferiscono alla quota di m. 200 per le radiazioni dal verde al violetto, alla quota 100 per quelle aranciate, e alla profondità di m. 50 per le rosse.

---

(1) « Le plankton paraît varier beaucoup dans le sens vertical, au point de vue de la quantité comme de la composition en espèces. C'est entre 10 e 50 mètres, d'après les résultats du *Michaël Sars,* qu'il est le plus riche. Il s'appauvrit à partir de 50 mètres et se raréfie beaucoup à partir de 100 mètres. Il y a, au point de vue de la composition, de grandes différences entre le plankton océanique de surface, de profondeur moyenne et de grande profondeur ecc. ». Max Kollmann, *Océanografie physique e biologique*, pag. 138, Paris, 1925.

Tali coefficienti possono essere identificati colla costante γ, come è facile rilevare in base alla relazione (17). Naturalmente non possiamo valerci di tali valori per dedurre i coefficienti di diffusione β mediante la (16), data l'incerta approssimazione dei dati sperimentali. Neppure abbiamo osservazioni dirette sui valori dell'albedo A, dai quali il coefficiente β possa essere dedotto con precisione (§ 4). Sappiamo però che tanto le ricerche teoriche del Gans, più volte ricordate, quanto le osservazioni fatte dal Wiesner [1] nelle acque atlantiche, quanto infine la pratica fotografica si accordano nell'assegnare all'albedo A delle radiazioni azzurro-violette un potere alquanto elevato. Adotteremo per tali radiazioni il valore $A = 0.3$, che si accorda con quello teorico 3/8 assegnato dal Gans all'acqua pura come limite massimo nel caso in cui sia $\alpha = 0$. A titolo di confronto possiamo ricordare che ove si tenga conto non di radiazioni singole, come nel nostro caso, ma della luce totale diffusa da una superficie illuminata, l'albedo varia tra valori massimi per le nubi (da 0.8 a 0.9), la neve (0.7), la pietra bianca (circa 0.25) ecc. e valori minimi per un suolo smosso e umido (0.08) e in generale per i corpi neri.

Noto il valore di A le (21) e (5) determinano i coefficienti β e α corrispondenti. I coefficienti β ottenuti per diverse radiazioni devono soddisfare alla legge di Rayleigh (§ 2), che fu dimostrata valida anche per la diffusione interna dell'acqua [2]. I rapporti tra i coefficienti β devono cioè corrispondere ai valori relativi indicati nel quadro seguente in corrispondenza delle linee di Fraunhofer. E' posto eguale ad 1 il coefficiente relativo alla linea A [3]:

linee	A	B	C	D	E	b	F	G	H
β =	1.000	1.514	1.821	2.801	4.371	4.728	6.036	9.788	13.59

In base ai dati così assunti si ottengono, ad esempio, i seguenti coefficienti medi per le quote fra 1 e 200 m.

VALORI MEDI DELLE COSTANTI OTTICHE (fra 1 e 200 m.)
NELLE ACQUE DI CAPRI (per metro)

	Rosso	Aranciato giallo	Verde	Verde azzurro	Azzurro	Violetto
γ	.267	.140	.062	.058	.050	.035
A	.005	.01	.06	.10	.20	.30
β/α	.011	.042	.136	.247	.625	1.224
α	.264	.036	.055	.048	.033	.019
β	.003	.004	.008	.012	.021	.023

---

[1] J. Wiesner, *Beiträge zur Kenntnis des photochemischen Klimas ecc.* Meteor. Zeit., 1906, pag. 182.

[2] Lampa, *Sitzunsb. Ak. Wien,* Bd *100,* Abt. II, pag. 733.

[3] Chwolson, *Traité de Physique* Tome II, Cap. XII, § 6.

I coefficienti di diffusione β dati in questa tabella sono circa quadrupli di quelli valutati teoricamente colla formola di Einstein per il caso di acqua pura (§ 2); è presumibile infatti che la diffusione sia molto maggiore nell'acqua di mare che nell'acqua pura.

Le frazioni A di radiazioni diffuse all'esterno superano fortemente le frazioni di radiazione riflessa specularmente (§ 7) se si tratta di radiazioni brevi; per quelle aranciate e rosse la radiazione diffusa si riduce invece a quantità minori del piccolo valore (2 %) della riflessione speculare.

I coefficienti α crescono fortemente colla lunghezza d'onda e superano sensibilmente i coefficienti di estinzione corrispondenti all'acqua pura (§ 11).

Nelle zone ove i coefficienti di estinzione presentano scarti notevoli dai valori medi adottati nel calcolo della precedente tabella, le costanti ottiche subiscono deviazioni più o meno forti dai valori ora calcolati. Ciò avviene sopratutto presso la superficie per riguardo alle radiazioni più lunghe dello spettro visibile; e a grandi profondità per quelle più brevi. I valori che i coefficienti di estinzione presentano negli strati sotto i 200 m. sono molto minori di quelli medi fra 1 e 200 m.; le valutazioni che si possono fare coi dati del Grein portano a coefficienti che sono addirittura minori di quelli constatati per le piccole masse di acqua pura esaminate nei laboratori. Questo risultato può in parte derivare da errori sperimentali; ma in gran parte sembra corretto e dovuto alla limpidezza massima che le acque profonde presentano a confronto delle acque degli strati medi e superficiali.

CAPITOLO III

Determinazioni eseguite nel Mar Rosso

§ 16 — Il Grein, nelle memorie citate, designa coll'appellativo di « barbarico » il metodo con cui in alcune campagne oceanografiche come quelle della *Valdivia* e della *Pola*, le lastre fotografiche venivano esposte all'azione dell'acqua marina e sviluppate a bordo.

Questo appellativo si addice in parte anche alle misure eseguite nella campagna della *Magnaghi*. Come fu detto nella prefazione, i compiti assegnati alla crociera non avevano consentito di dare un adeguato sviluppo alle ricerche ottiche. Le eccezionali condizioni che si hanno in mar Rosso consigliarono tuttavia di eseguire alcune misure coi mezzi che poterono essere disposti all'ultimo momento, pur sapendo che si sarebbe fatto in tal modo un lavoro piuttosto rudimentale. Fra le acque azzurre e limpide del mar Rosso settentrionale e quelle verdastre e torbide delle zone meridionali e delle adiacenze costiere si hanno tutte le desiderabili gradazioni di trasparenza e di colore. In corrispondenza delle fosse centrali i fondali profondi consentono esplorazioni estese a quote molto grandi. Infine le misure possono venire compiute col sole allo zenit, e in presenza di atmosfera limpida e serena. I dati raccolti in queste condizioni, pur disponendo solo di apparecchi ormai sorpassati, hanno tuttavia qualche valore e uno speciale interesse.

Le prove su la penetrazione e l'assorbimento delle radiazioni negli strati interni del mare vennero compiute mediante un vecchio apparecchio Luksch. Lo strumento, come è noto (1), si compone di un portalastre 9 × 12, racchiuso entro una cassa scorrevole e a tenuta di luce; l'apertura per l'esposizione delle lastre, e la chiusura successiva sono fatte dall'esterno, negli istanti voluti, mediante invio di messaggeri.

(1) J. Luksch, *Untersuchungen über die Transparenz und Farbe des Seewassers.* Ber. der Comm. für Ocean. Forsch., VII Reihe, parte XIX, pag. 470, Wien, 1901.

Le lastre vennero munite di filtri colorati, disposti entro finetrelle rotonde praticate in uno schermo di rame, col quale veniva coperta ogni lastra.

§ 17 — Diamo le caratteristiche di questi filtri, quali risultano da un esame spettroscopico.

Filtro N° 1 — Vetro bianco smerigliato.

Filtro N° 2 — Vetro violetto: lo spettro di assorbimento dà estinzione completa dello spettro, dal rosso sino oltre la linea *F* dell' azzurro - verde, circa 500 μ μ. Presenta la massima luminosità attorno alla linea *G*, 430 μ μ. Può servire quindi per esaminare l'azione dei raggi aventi lunghezza d'onda $\lambda < 500$ μ μ.

Filtro N° 3 — Vetro verde: presenta uno spettro di assorbimento avente le linee *E*, *b* nella fascia centrale, che rapidamente decresce in intensità ai due lati, sino ad estinzione totale verso la linea *F* da un lato, e la linea *D* dall'altro. Serve per i raggi aventi lunghezze d'onda fra 500 e 600 μ μ

Filtro N° 4 — Vetro giallo-aranciato: è sensibile al rosso e a tutte le radiazioni sino oltre le linee *E*, *b*. La soverchia estensione dello spettro di assorbimento rende quindi alquanto indeterminati i risultati che si avranno con questo filtro.

Filtro N° 5 — Vetro rosso I: lo spettro di assorbimento è limitato fra il rosso e la linea *D* del giallo; il giallo è molto attenuato e in seguito si ha estinzione completa. Può servire quindi per i raggi con $\lambda > 580$ μ μ.

Filtro N° 6 — Vetro rosso II: l'estinzione del giallo è completa; l'aranciato è molto attenuato; brillante è la parte estrema del rosso oltre la linea *C*. E' quindi molto adatto per l'analisi delle estreme radiazioni rosse.

Come si vede questi filtri lasciano passare ognuno una larga zona spettrale; consentono perciò di valutare solo l'azione globale del corrispondente gruppo di radiazioni.

§ 18 — Nelle misure furono adottate lastre *pancromatiche Agfa*, la cui sensibilità è notevole anche per la parte giallo-rossa dello spettro, così che le manipolazioni e lo sviluppo devono essere fatti al buio. La sensibilità di queste lastre fu oggetto di speciale esame nell'Istituto Geofisico di Trieste, mediante fotografie di spettri ottenuti con reticolo Thorp e spettrofotografo della casa Spindler e Hoyer di Göttingen, collimando direttamente al sole. Siccome coll'apparecchio del Luksch le lastre sono immerse in acqua marina, si dovette esaminare la sensibilità di lastre preventivamente bagnate con acqua di mare; e si constatò che l'azione di quest'acqua altera in modo essenziale la sensibilità che le lastre possiedono quando sono asciutte. In generale rimane attenuata fortemente la sensibilità delle lastre rispetto all'azione dei raggi azzurro-violetti, mentre invece viene esaltata la sensibilità verso le radiazioni dell'opposta parte dello spettro.

Questa alterazione di sensibilità è vantaggiosa, poichè permette di avvertire meglio la debole azione dei raggi rossi alle quote profonde; l'azione dei

raggi azzurri è così intensa che un'attenuazione di sensibilità permette di operare con durate lunghe di posa senza avere eccessive sovraesposizioni. La sensibilità assoluta delle lastre per radiazioni diverse non ha importanza in queste genere di misure, perchè interessa solo di esaminare il grado relativo di impressione che si ha, in corrispondenza di un dato filtro, a quote via via crescenti.

Alcune prove, destinate ad avere un criterio per valutare i limiti massimi a cui l'azione fotochimica della luce era ancora sensibile, furono eseguite senza filtri, usando lastre Cappelli ultrasensibili.

§ 19 — Le temperature elevate delle acque del mar Rosso e dell'ambiente in cui si doveva eseguire lo sviluppo, esercitavano un'azione estremamente dannosa sulle lastre. La gelatina si sciogliева durante l'immersione in acqua e nel bagno di sviluppo la gelatina disciolta si espandeva sulla lastra, diffondendo un annerimento generale, e alterando quindi in modo essenziale le impressioni avute in corrispondenza dei filtri. Talora la dissoluzione era così profonda che le lastre erano del tutto inutilizzate. L'impiego di un bagno di sviluppo refrigerato con ghiaccio e un indurimento con formalina, operato subito dopo lo sviluppo, attenuavano gli inconvenienti ora deplorati, senza tuttavia eliminarli in modo soddisfacente. Un indurimento preventivo con formalina venne tuttavia evitato, per timore di troppo profonde alterazioni nella sensibilità delle lastre. Delle prove fotografiche avute nel mar Rosso meridionale, ove le temperature sono più elevate, poche risultano perciò abbastanza integre così da prestarsi a un esame sicuro. Nel mar Rosso settentrionale invece le temperature sono notevolmente minori, specie negli strati profondi, e si ebbero lastre poco alterate per azione termica; la loro interpretazione può essere fatta in modo più corretto.

Lo sviluppo venne fatto sempre con bagni freschi, sciogliendo tubetti Agfa al metolo-idrochinone. La durata dello sviluppo fu normalmente di tre minuti, tempo che parve largamente sufficiente, dato il lungo tempo di posa, un quarto d'ora, adottato sistematicamente in tutte le determinazioni eseguite.

§ 20 — La graduazione delle relative intensità luminose esistenti alle diverse quote, in corrispondenza dei singoli filtri usati, venne fatta nell'ipotesi che tali intensità fossero prossimamente proporzionali alle rispettive impressioni fotografiche. Criterio valido solo entro certi limiti e ad ogni modo non oltre il punto ove si comincia ad avere immagini sovraesposte. Per facilitare la gradazione vennero eseguite alcune serie di impressioni esponendo diversi settori di una lastra a una sorgente luminosa, per intervalli crescenti di posa, così da riprodurre intensità relative aventi gradazioni analoghe a quelle ottenute in mare. I risultati dei confronti sono espressi in modo sommario nel primo dei prospetti seguenti; le valutazioni quantitative sono esposte nei due prospetti successivi, il primo dei quali raggruppa le osservazioni eseguite nel mar Rosso settentrionale, e il secondo quelle del mare meridionale, molto meno trasparente del primo.

In ogni prospetto è fatta eguale ad uno l'intensità di ogni singolo gruppo di radiazioni alla quota indicata nella prima riga; nelle righe successive sono date le frazioni che esprimono le intensità relative alle quote ivi indicate.

In ogni misura erano impiegate due lastre, una delle quali, data l'inclinazione del cavo di sospensione, restava esposta alle radiazioni discendenti dall'alto e a quelle diffuse laterali; mentre l'altra veniva prevalentemente impressionata da semplice luce diffusa. E' evidente che la prima lastra risulta più intensamente impressionata della seconda; ma la differenza è meno forte di quanto si potrebbe supporre specialmente alle quote più profonde. Ad ogni modo è tenuto conto in generale solo del grado di impressione che presentano le lastre rivolte verso l'alto; della seconda lastra di ogni coppia è tenuto conto solo per risolvere casi dubbi, quali si hanno quando vi è dissoluzione ed espansione delle gelatina annerita per azione delle temperature elevate.

In complessso la forma antiquata dell'apparecchio usato e le semplificazioni adottate nel trattamento delle lastre non consentono di attribuire soverchia precisione ai risultati di queste misure. Abbiamo visto che gli stessi dati del Grein, pur essendo rilevati con strumenti migliori e con le cautele suggerite dalla scienza fotografica, presentano discordanze e inomogeneità notevoli. Non è a stupire se i dati che qui presentiamo siano affetti in modo più grave ancora da simili inconvenienti.

DESCRIZIONE DELLE IMPRESSIONI OTTENUTE IN CORRISPONDENZA DEI FILTRI

N.ro lastre	N. Stazione	Posizione	Data	Ora inizio	Quota immersione m.	Colore scala Forel	Mare	Rosso I	Rosso II	Giallo	Verde	Azzurro	Vetro smeriglato o S F	*OSSERVAZIONI*
1-2	76	S W. di Perim	1922/11/XII	12^h45^m	360	12	mosso	—	—	—	—	—	n_3	S. F.
3-4	83	N. di Perim	19/XII	13 5	40	10	»	n_1	n_4	s_1	s_2	s_2	s_2	lastre velate
5-6	120	Bab-el-Mandeb	1923/23/III	12 5	100	6-7	agitato	n_3	n_4	n_4	n_4	s_2	s_2	» »
7-8	»	»	»	13 38	70	»	»	n_3	n_3	s_1	s_2	s_2	s_2	» »
9-10	»	»	24/III	12 35	150	»	»	—	—	—	—	—	—	persa la gelatina
11-12	»	»	24/III	11 50	150	»	»	n_3	n_3	n_3	n_3	s_1	s_2	lastre velate
13-14	121	Zeila	5/IV	12 4	375	3	calmo	—	—	—	—	—	—	lastre molto velate
15-16	»	Golfo di Aden	24/IV	13 45	500	2	»	—	—	—	—	—	n_1	S. F.
17-18	150	Largo di Gidda	17/V	10 34	500	1-2	»	—	—	—	—	—	n_2	» »
19-20	»	»	»	11 36	600	»	»	—	—	—	—	—	n_1	» »
21-22	»	»	»	13 0	400	»	»	n_3	n_4	n_5	n_5	s_1	s_2	gelatina sciolta e diffusa
23-24	155	Largo isole Brothers	23/V	10 50	270	2	»	—	n_1	n_4	n_5	s_1	s_2	lastre molto velate
25-26	»	»	»	12 12	510	»	»	—	—	n_1	n_1	n^4	s_1	—
27-28	»	»	»	13 12	610	»	»	—	—	—	—	n_4	n_5	—
29-30	157	S. penis. Sinai	25/V	10 48	200	»	»	—	—	n_4	n_5	s_1	s_2	—
31-32	»	»	»	13 5	700	»	»	—	—	—	—	n_1	n_1	—

SEGNI CONVENZIONALI:

n_1 annerimento appena percettibile
n_2 » debolissimo
n_3 » debole
n_4 » forte
n_5 » fortissimo

s_1 debole sovraesposizione
s_2 forte »
S. F. lastra senza filtri

VALORI DEI RAPPORTI I_h / I_{200}
NEL MAR ROSSO SETTENTRIONALE

Quota h	Rosso II	Rosso I	Giallo	Verde	Azzurro	Bianco
m. 200	(tracce)	(tracce)	1	1	1	1
270	—	(tracce)	0. 3	0. 5	0. 3	0. 5
500	—	—	—	—	. 020	0. 4
600	—	—	—	—	. 005	. 01
700	—	—	—	—	—	(tracce)

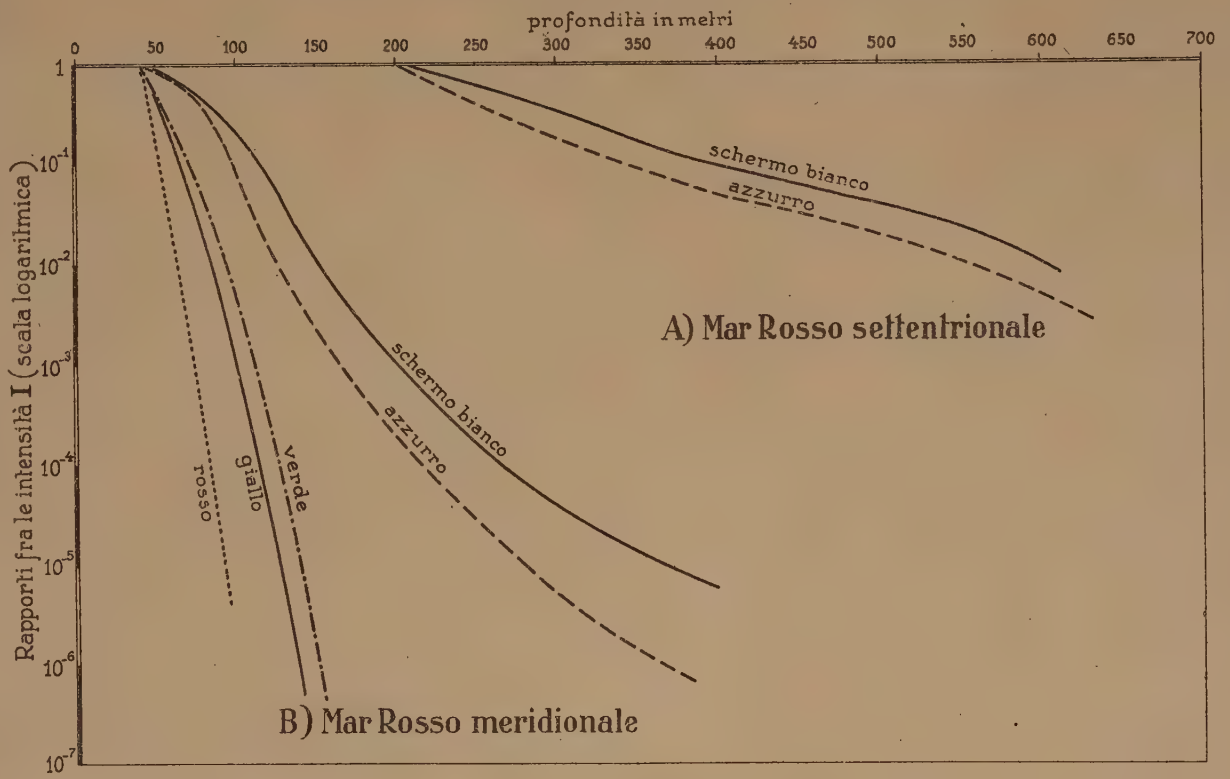
VALORI DEI RAPPORTI I_h / I_{40}
NEL MAR ROSSO MERIDIONALE (adiacenze di Bab-el-Mandeb)

Quota h	Rosso II	Rosso I	Giallo	Verde	Azzurro	Bianco
m. 40	—	1	1	1	1	1
70	—	0. 001	0. 05	0. 1	0. 6	0. 6
100	—	. 000001	. 001	. 005	. 08	. 2
150	—	—	. 000001	. 000001	. 002	. 01
360	—	—	—	—	. 000001	. 00001

§ 21 — I dati di queste tabelle sono figurati nei grafici della Fig. 2. Se si confrontano tali curve con quelle relative alle acque di Capri (fig. 1) si nota che le acque di Capri risultano alquanto più trasparenti di quelle del mar Rosso settentrionale; e che queste, a loro volta, sono fortemente più trasparenti di quelle del mar Rosso meridionale e del golfo di Aden. Nelle acque del bacino settentrionale, con un quarto d'ora di posa, si avevano ancora tracce di impressioni molto nette a 600 m. in corrispondenza del filtro azzurro e del vetro smerigliato; nel mare meridionale tali impressioni venivano a mancare già alla quota di 360 m., e nel golfo di Aden l'annerimento era appena percettibile a 500 m.

Tuttavia, avuto riguardo alle forme caratteristiche delle curve di estinzione, si rileva una piena affinità di andamento nei grafici, a quote eguali e per radiazioni corrispondenti, nei tre casi messi a raffronto. I diagrammi relativi ai colori dal verde-azzurro al violetto, dopo una rapida discesa iniziale, presentano una forte curvatura nel tratto fra 50 e 150 m. di profondità, seguita da un lungo tratto quasi rettilineo e a lieve pendio. Per i colori dal verde al rosso le curve accentuano maggiormente la rapida discesa iniziale e presentano molto

Fig. 2


Curve di estinzione delle radiazioni
nel mar Rosso
profondità in metri
0
50
100
150
200
250
300
350
400
450
500
550
600
650
700
1
10^{-1}
10^{-2}
10^{-3}
10^{-4}
10^{-5}
10^{-6}
10^{-7}
Rapporti fra le intensità I (scala logaritmica)
schermo bianco
azzurro
A) Mar Rosso settentrionale
schermo bianco
azzurro
rosso
giallo
verde
B) Mar Rosso meridionale

attenuata e spostata a quote minori la ripiegatura dianzi accennata, il tratto inferiore della curva si mantiene fortemente inclinato. La discesa delle curve verso i minimi valori delle intensità di radiazione è più rapida nel mar Rosso meridionale, ove le acque sono poco trasparenti e determinano una maggiore estinzione.

Si osservi che i diagrammi relativi al mar Rosso meridionale si scostano assai meno di tutti gli altri dalla forma prossimamente rettilinea che, secondo la teoria, sarebbe tipica di un'acqua otticamente omogenea. Questo risultato è in accordo colle condizioni reali di quelle acque, agitate da forti correnti e controcorrenti in tutta la loro estensione, e quindi in uno stato di continuo rimescolamento; e avvalora notevolmente l'opinione emessa nel § 13 secondo la quale il disaccordo fra la legge effettiva e quella teorica dell'estinzione delle radiazioni deriverebbe essenziamente dalla inomogeneità nei caratteri ottici dell'acqua marina a quote via via crescenti.

§ 22 — Chi raffronti i dati ammessi fino a pochi anni addietro circa il potere penetrante dei raggi rossi, con quelli che risultano dalle osservazioni del Grein e più ancora da quelle del mar Rosso, troverà forti discordanze. Ancora nel 1911 il Bertel, nel lavoro già citato, assegnava limiti di pochi metri alla penetrazione dei raggi rossi, nelle acque della Riviera di Monaco. Nelle ricerche del Grein questi limiti sono portati oltre i cinquanta metri, nel mar Rosso settentrionale, attraverso al filtro dell'estrema parte rossa dello spettro si hanno ancora impressioni sensibili, in un quarto d'ora di posa, sino a 200 m.; e si raggiungono ancora quote da 50 a 100 m. nelle verdastre e torbide acque adiacenti allo stretto di Bab-el-Mandeb (1). Siamo dunque di fronte a valori enormemente diversi da quelli sinora accettati. Il fatto va ascritto probabilmente alla sensibilità cromatica delle lastre usate per le determinazioni; non si avvertono le radiazioni giallo-rosse se non usando lastre particolarmente sensibili a queste radiazioni. Le lastre pancromatiche Agfa, adottate in mar Rosso, corrispondono abbastanza bene a questa esigenza, tanto più che la loro sensibilità per il rosso viene esaltata, quando le lastre sono immerse in acqua marina, come si deve fare usando l'apparecchio del Luksch. L'accordo fra i dati di Capri e del mar Rosso è completo nell'affermare questo maggiore potere penetrante dei raggi giallo-rossi, in contrasto coll'assorbimento estremamente rapido affermato dai precedenti ricercatori.

Le esperienze nelle acque di Capri avvennero in presenza di altezze solari minori di 70°. In mar Rosso si potè operare col sole prossimo allo zenit. L'obliquità dei raggi, nel primo caso, determina una diminuzione dell'energia

(1) Questi risultati si accordano coi rilievi biologici: « ..... la fonction chlorophylienne s'exerce surtout avec l'aide des radiations les moins réfrangibles. Les algues vertes ne dépassent pas 30 ou 40 mètres. Les algues rouges ou Floridées, qui contiennent, à côté de la chlorophylle, un pigment rouge, la phytoérythrine, descendent plus bas: à 200 mètres toute vie végétale disparaît ». Max Kollmann, op. cit., pag. 46.

incidente e una più rapida estinzione interna; tuttavia tale estinzione risulta minore di quella rilevata nel mar Rosso. Le sole radiazioni rosse farebbero eccezione; ma ciò può provenire dal fatto che il filtro rosso usato dal Grein abbraccia una zona spettrale corrispondente a una delle bande di Schönn. Se questa coincidenza basta, come pare, a spiegare il fatto, tutte le radiazioni, senza eccezione, sarebbero più penetranti nelle acque di Capri che nel mar Rosso.

CAPITOLO IV

Energia solare assorbita negli strati interni di una massa d'acqua

§ 24 — **Radiazioni incidenti verticalmente.** — Quando il sole è allo zenit ci troviamo nelle condizioni di radiazioni incidenti normalmente sopra una superficie orizzontale e liscia, supposte nella teoria. In tal caso il 2 % dell'energia delle radiazioni incidenti viene perduta per riflessione speculare (§ 17); la rimanente parte penetra nell'acqua, ove rimane assorbita o diffusa verso l'esterno.

Non tutta l'energia assorbita è impiegata nell'effettivo aumento della temperatura. Una frazione molto rilevante di essa fornisce il calore richiesto per l'evaporazione dell'acqua; il regime della temperatura viene inoltre influenzato dai moti delle acque, dalla trasmissione termica per conduzione e dagli scambi di energia fra l'acqua e l'ambiente circostante.

La quantità di energia assorbita in ogni singolo strato può essere facilmente valutata colla (23), quando siano note le intensità delle radiazioni incidenti e le costanti ottiche dell'acqua. Il calcolo deve essere fatto distintamente per i singoli gruppi di radiazioni; dalla somma dei valori parziali ottenuti si deduce l'energia totale.

Per le osservazioni fatte, tanto i dati relativi alla radiazione incidente, quanto quelli riguardanti le costanti ottiche dell'acqua, sono elementi dipendenti da fattori estremamente variabili col tempo e col sito. Per eseguire una valutazione qualsiasi si è obbligati a riferirsi a condizioni ideali, o a valori medi.

Eseguiremo un calcolo schematico con riferimento a queste condizioni ideali: L'aria sia secca e priva di pulviscolo così che le intensità delle radiazioni abbiano i valori massimi possibili a livello del mare; adottiamo perciò valori conformi a quelli indicati dal Linke nel lavoro citato nel § 9, i quali corrispondono al valore 1.932 cal/cm². sec. per la costante solare. I coefficienti ottici

dell'acqua siano quelli indicati nella tabella del § 14, i quali corrispondono al medio valore delle acque di Capri comprese fra la superficie e la quota di m. 200. Per le radiazioni infrarosse, che hanno un elevato potere termico, adottiamo i risultati dell'Aschkinass (§ 11), secondo i quali l'assorbimento di tali radiazioni avviene quasi totalmente nel primo strato superficiale. Per le radiazioni ultraviolette, alle quali corrisponde un debole contributo termico, ammettiamo un assorbimento affine a quello delle radiazioni violette, ma un potere diffusivo alquanto più elevato.

In base a queste ammissioni si trova che il calore assorbito in ogni strato d'acqua, quando il sole è allo zenit e si verificano le condizioni ideali supposte, è dato dai numeri della tabella seguente. Nei calcoli la (23) viene praticamente sostituita colla relazione più semplice

$$T/I_0 = (1 - A)(1 - e^{-\gamma h}) \qquad (23')$$

senza alterare sensibilmente l'approssimazione dei risultati.

ENERGIA ASSORBITA NEGLI STRATI INTERNI DI ACQUE TIPO CAPRI, COL SOLE ALLO ZENIT, ESPRESSA IN MILLESIMI DI cal./cm². min.

Energia	Infra-rosso	Rosso	Arancio giallo	Verde	Verde azzurro	Azzurro	Violetto	Ultra-violetto	Totale radiaz. visibili	Totale
Incidente	863	181	165	160	140	90	45	64	780	1707
Riflessa	17	3.6	3.3	3.2	2.8	1.8	0.9	1.3	16	34
Diffusa	—	0.9	1.6	9.4	13.7	17.6	13.2	24	56	77
assorbita fra m.										
0 e 1	800	41	23	9	7	3	1	1	84	885
1 e 2	30	31	20	8	6	3	1	1	69	100
2 e 5	16	74	43	22	18	9	3	4	169	189
5 e 10	—	17	40	38	23	12	4	5	134	139
10 e 20	—	11	26	28	29	16	6	7	116	123
20 e 35	—	1	6	26	24	14	7	8	78	86
35 e 50	—	—	1	10	9	7	4	6	31	37
50 e 100	—	—	—	6	7	6	4	5	23	28
100 e 200	—	—	—	—	—	1	1	1	2	3
oltre 200	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1

VALORI ASSOLUTI DELLE RADIAZIONI ASSORBITE IN OGNI STRATO DI SPESSORE UN METRO E LORO RAPPORTI COI VALORI DELLE RADIAZIONI INCIDENTI

Posiz. dello strato	Radiazioni visibili		Radiazione totale	
fra metri	Valori assoluti millesimi di cal/cm.² min.	Rapporti %	Valori assoluti millesimi di cal/cm.² min.	Rapporti %
0 e 1	84	10. 8	885	51. 8
1 e 2	69	8. 8	100	5. 86
2 e 5	56	7. 2	63	3. 69
5 e 10	27	3. 5	27. 8	1. 63
10 e 20	11. 6	1. 5	12. 3	0. 72
20 e 35	5. 2	0. 67	5. 7	. 34
35 e 50	2. 1	. 26	2. 5	. 14
50 e 100	0. 46	. 06	0. 56	. 03
100 e 200	. 02	. 03	. 03	. 002

I dati di queste tabelle precisano la distribuzione dell'energia raggiante solare nell'interno di una massa d'acqua che abbia i caratteri supposti, quando il sole sia allo zenit e la trasparenza dell'atmosfera abbia il massimo valore possibile.

Vi è grande differenza tra i valori assoluti della radiazione totale e quelli delle radiazioni visibili nei primi strati, per il fatto che il contributo termico dei raggi infrarossi è molto elevato e concentrato in uno spessore di pochi metri. In seguito la differenza è assai minore, poichè le radiazioni ultraviolette, oltre ad essere in larga misura diffuse all'esterno, hanno un piccolo equivalente termico. Il riscaldamento degli strati inferiori a 5 metri dipende quasi totalmente dalle sole radiazioni visibili.

I valori relativi delle radiazioni assorbite e incidenti sono invece molto diversi a tutte le quote; le radiazioni visibili hanno un equivalente termico che è circa metà di quello corrispondente a tutto lo spettro.

Il prospetto precedente rende evidente la rapida diminuzione del calore assorbito in strati di eguale spessore, situati a profondità crescenti. Oltre 200 m. il calore direttamente irraggiato dal sole si riduce a quantità estremamente piccole.

§ 25 — **Radiazioni oblique** — Indicando con dW l'energia trasmessa all'unità di superficie orizzontale nell'intervallo di tempo dt, con h d'altezza solare e con C un coefficiente sperimentale dipendente dalla costante solare e dalla variabile distanza del sole nel corso dell'anno, si ha

(26) $$dW = C \sin h \, dt$$

Indicando con δ la latitudine del sole e con φ la latitudine dell'elemento di superficie considerato, si ha inoltre

$$\sin h = \sin\delta \sin\varphi + \cos\delta \cos\varphi \cos t \tag{27}$$

La (26) viene integrata dopo sostituito a *sin h* il valore dato dalla (27). Il calcolo di W viene agevolato ricorrendo a noti e semplici metodi grafici (1), che risolvono la relazione trigonometrica (27), e con l'uso di un planimetro.

Nella (26) il coefficiente di trasmissione (§ 9) è supposto eguale ad 1; si tratta cioè di caso puramente ideale. Per approssimarsi ai casi reali bisogna tenere conto dei valori effettivi dei coefficienti di trasmissione, i quali sono funzioni della lunghezza d'onda delle singole radiazioni, dell'altezza solare e dello stato di torbidità e di umidità dell'aria (§ 9).

In calcoli schematici si suole adottare, per coefficiente di trasmissione, un valore medio, eguale per tutte le radiazioni, rappresentato da

$$q\,(h) = q^{\frac{1}{\sin h}} \tag{28}$$

Come valore sperimentale di q si adotta spesso $q = 0.6$.

La (26) viene allora sostituita dalla relazione

$$dW = C \sin h\; q^{\frac{1}{\sin h}}\, dt \tag{29}$$

Il calcolo di W, nell'ipotesi che il coefficiente q assuma valori compresi fra *1* e *0.6*, è stato compiuto da A. Angot (2) il quale valutò la quantità di energia termica irraggiata dal sole su ogni cm² di superficie orizzontale, negli intervalli di giorni, mesi, stagioni, e anni, a diverse latitudini.

Le tabelle di Angot non corrispondono ormai alle moderne determinazioni sperimentali; tuttavia serbano valore sufficiente per calcoli di approssimazione limitata, quali sono quelli che ci proponiamo di eseguire. Per il caso nostro è sufficiente anzi riferire la seguente tabella in cui sono date le quantità di calorie ricevute da ogni cm² di superficie, a diverse latitudini, nel corso dell'anno, quando il coefficiente di trasmissione sia $q = 0.6$ e si adotti come unità di misura il numero di calorie ricevute da un cm² di superficie nel corso un giorno equinoziale all'equatore, numero che viene stimato in 916 cal/cm² al giorno (Alt, loc. cit., pag. 441).

---

(1) E. Alt, *Die Physik des Klismas,* Abschnitt C. del trattato dei sig. Dietrich e Kaminer citato nel § 9, pag 435.

(2) A. Angot, *Rech. théor sur la distribution de la chaleur ecc.,* Ann. B. Mét. de France, T. 1, 1883.

Latitudine	I	II	III	V	V	VI	VII	VIII	IX	X	X	XII	Anno
90° N	—	—	—	1.4	6.7	9.9	7.9	2.4	0.1	—	—	—	28.4
80°	1.0	0.0	0.2	2.7	7.5	10.3	8.5	3.8	0.5	0.0	0.0	0.0	33.5
60°	1.1	1.0	3.9	8.2	12.0	13.8	12.6	9.2	4.9	1.5	0.2	0.0	67.4
40°	3.3	5.7	9.4	12.9	15.3	16.2	15.6	13.5	10.2	6.6	3.8	2.7	115.2
20°	9.0	11.2	13.6	15.2	15.8	15.9	15.8	15.3	14.0	11.7	9.4	8.2	155.1
0°	14.0	14.9	15.3	14.6	13.5	12.8	13.1	14.2	15.0	15.0	14.2	13.6	170.2
20° S	16.8	15.9	13.9	11.2	8.8	7.7	8.3	10.5	13.1	15.3	16.6	17.0	155.1
40°	16.6	13.9	9.9	6.0	3.4	2.4	3.0	5.2	8.8	12.8	15.9	17.3	115.2
60°	13.4	9.2	4.4	1.3	0.1	0.0	0.1	0.8	3.4	7.8	12.3	14.6	67.4
80°	8.8	3.5	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.3	7.4	11.0	33.5
90°	8.3	2.1	0.0	—	—	—	—	—	—	1.0	6 5	10.5	28.4

Se al coefficiente q vengono attribuiti valori maggiori di 0.6 i risultati dell'ultima colonna del prospetto precedente subiscono le variazioni indicate nel quadro seguente (Angot, loc. cit., pag. B 164):

CALORE TOTALE RICEVUTO DURANTE L'ANNO DA OGNI CM² DI SUPERFICIE ORIZZONTALE

(ogni unità rappresenta 916 cal.).

Latitudine	Coefficiente di trasmissione dell'atmosfera				
	1	0.9	0.8	0.7	0.6
0°	350.3	298.4	251.9	209.2	170.2
20°	331.2	279.2	233.6	192.6	155.1
40°	276.8	226.4	184.1	147.2	115.2
60°	199.2	152.9	118.2	90.2	67.4
80°	150.2	105.2	73.6	50.5	33.5

§ 26 — Tenendo conto delle variabili altezze solari nel corso di un giorno, a diverse latitudini, si può valutare la quantità di energia raggiante perduta in un giorno per effetto della riflessione. Il calcolo venne fatto dallo Schmidt, nel lavoro citato, per il caso in cui il sole abbia declinazione nulla e si assuma eguale a 1 il coefficiente di trasmissione.

Lo Schmidt trova che la percentuale di energia perduta per riflessione, in un giorno, rispetto a quella incidente, è 4.56 % all'equatore; 6.83 % a 40° di latitudine ecc.

Se diamo al coefficiente di trasmissione la forma (28), e poniamo $q = 0.6$, si ottengono valori alquanto minori: 3 % all'equatore; circa 5 % a 40° ecc.

In ogni caso si trova che per latitudini fra 0° e 40° l'energia totale perduta per riflessione nel corso di un giorno supera di poco quella (2 %) perduta quando il sole è allo zenit. A maggiori latitudini tale perdita raggiunge valori sempre più elevati e tendenti al limite 100 %.

Le precedenti valutazioni suppongono che la superficie acquea sia perfettamente liscia. In natura tale ipotesi non si avvera; la forma della superficie è alterata da punto a punto, e da istante a istante dai moti ondosi e da continue cause di perturbamento. Gli angoli di incidenza delle radiazioni non variano nel modo semplice supposto; la quantità di energia effettivamente perduta per riflessione viene a sfuggire ad ogni calcolo preciso. I valori dianzi riferiti non possono avere altro significato che quello di rappresentare valori medi più o meno approssimati.

§ 27 — Abbiamo calcolato, nel § 24, i rapporti fra l'energia raggiante solare assorbita nei singoli strati interni e quella incidente, nel caso di radiazioni incidenti verticalmente, quando l'atmosfera sia perfettamente limpida e secca e quindi le intensità delle radiazioni delle diverse zone spettrali abbiano i valori massimi possibili a livello del mare.

Queste ipotesi non trovano mai riscontro in natura. E' facile però riconoscere che le alterazioni dipendenti dalle altezze solari decrescenti, dalla torbidità e dall'umidità atmosferica si risolvono tutte nel senso di accelerare l'estinzione delle radiazioni nell'interno dell'acqua. La distribuzione delle radiazioni assorbite viene cioè deformata in guisa da attenuare, in proporzioni crescenti al crescere della profondità, la quantità di energia che penetra e riscalda gli strati interni.

I valori calcolati nel § 24 per rappresentare le calorie ricevute in ogni strato unitario di acqua, in un minuto, per diretta radiazione solare, nelle condizioni ideali ivi supposte, devono essere considerati come valori limiti. Diminuendo l'altezza solare, o crescendo la torbidità atmosferica, si hanno valori minori; la diminuzione è relativamente maggiore per strati via via più profondi. Una valutazione precisa di queste mutazioni esigerebbe calcoli estremamente complessi, e dovrebbe pur sempre essere fatta con riferimento a condizioni ideali, più o meno prossime alla realtà. Si può fare invece una stima semplice del riscaldamento dovuto alla diretta radiazione solare nel corso dell'anno facendo uso dei valori stessi calcolati per il caso di sole allo zenit e di massima trasparenza dell'aria. I valori che si ottengono hanno il significato di rappresentare *limiti superiori* del riscaldamento; i valori effettivi saranno da ritenersi cioè alquanto minori, specialmente per quote via via più profonde. Uno spostamento generale del calore assorbito, dagli strati profondi a quelli superficiali, è pure esercitato dalla ineguale trasparenza delle acque a profondità diverse (§ 13).

§ 28 — La quantità di energia incidente su ogni cm^2 di superficie, nel corso di un mese, sia quella valutata nelle tabelle di Angot, riferite nel § 25. Da essa sia dedotta l'energia perduta per riflessione (§ 26). La percentuale di energia assorbita nei singoli strati interni sia quella indicata nella seconda tabella del § 24. Le calorie assorbite da ogni cm^3 di acqua, in ogni mese dell'anno, a latitudini di 20° e di 40°, risultano allora espresse dai numeri delle seguenti tabelle nelle quali è supposto $q = 0.6$.

NUMERO DI PICCOLE CALORIE RICEVUTE NEL CORSO DELL'ANNO DA UN cm^3 DI ACQUA PER IRRAGGIAMENTO SOLARE

a) *Latitudine di 20°*

fra metri	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anno
0 e 1	41.3	51.4	62.4	69.8	72.5	72.8	72.5	70.2	64.2	53.6	43.1	37.6	703
1 e 2	4.7	5.8	7.5	7.9	8.2	8.2	8.2	7.9	7.3	6.1	4.9	4.3	80
2 e 5	2.9	3.7	4.4	5.0	5.2	5.2	5.2	5.0	4.6	3.8	3.1	2.7	50
5 e 10	1.3	1.6	2.0	2.2	2.3	2.3	2.3	2.2	2.0	1.7	1.4	1.2	22
10 e 20	0.57	0.71	0.86	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.7	0.60	0.5	10
20 e 35	.27	.34	.41	0.46	.48	.48	.48	.46	.42	.35	.28	.25	5
35 e 50	.11	.14	.17	.19	.20	.20	.20	.19	.17	.15	.12	.10	2
50 e 100	.024	.030	.036	.040	.042	.042	.042	.040	.037	.031	.025	.022	0.4
100 e 200	.002	.002	.002	.003	.003	.003	.003	.003	.002	.002	.002	.001	0.03

b) *Latitudine di 40°*

fra metri	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anno
0 e 1	14.8	25.7	42.5	58.2	69.0	73.0	70.3	60.8	46.0	29.8	17.1	12.1	520
1 e 2	1.7	2.9	4 8	6.6	7.8	8.3	8.0	6.9	5.2	3.4	1.9	1.4	59
2 e 5	1.1	1.8	3.0	4.1	4.9	5.2	5.0	4.3	3.3	2.1	1.2	0.9	37
5 e 10	0.5	0.8	1.3	1.8	2.2	2.3	2.2	1.9	1.4	0.9	0.6	0.4	16
10 e 20	.21	.36	0.59	0.81	0.96	1.02	1.0	0.85	0.64	0.41	.24	.17	7
20 e 35	.19	.17	.28	.38	.45	0.48	0.46	.40	.30	.20	.11	.08	3.4
35 e 50	.04	.07	.11	.16	.19	.20	.19	.16	.12	.08	.05	.03	1.4
50 e 100	.009	.015	.025	.034	.040	.042	.041	.035	.027	.017	.010	.007	0.3
100 e 200	.001	.001	.002	.002	.003	.003	.003	.002	.002	.001	.001	.001	0.02

Quando il coefficiente di trasmissione fosse compreso fra 0.6 e 1, i dati delle ultime colonne dei precedenti prospetti dovrebbero essere variati secondo i rapporti indicati nell'ultima tabella del § 28. Si ottengono in definitiva i valori del seguente prospetto:

CALORIE RICEVUTE PER DIRETTO IRRACCIAMENTO DA OGNI cm^3 DI ACQUA NEL CORSO DI UN ANNO

	COEFFICIENTI DI TRASMISSIONE									
	0.6		0.7		0.8		0.9		1	
Latitudine	20°	40°	20°	40°	20°	40°	20°	40°	20°	40°
fra metri										
0 e 1	703	520	868	650	1036	827	1253	1012	1487	1230
1 e 2	80	59	98	75	118	93	142	114	169	140
2 e 5	50	37	52	47	74	58	89	72	106	88
5 e 10	22	16	27	20	33	26	40	31	47	37
10 e 20	10	7	12	9	15	11	18	14	21	17
20 e 35	5	3	6	4	7	5	9	7	11	8
35 e 50	2	1.4	2.5	1.8	3	2.2	3.6	2.8	4.3	3.4
50 e 100	0.4	0.3	0.5	0.4	0.6	0.5	0.7	0.6	0.9	0.7
100 e 200	.03	.02	.04	.03	.05	.03	.05	.04	.06	.05

§ 29 — I risultati di queste tabelle furono ottenuti con semplificazioni e ipotesi che corrispondono solo ai valori medi delle mutevolissime condizioni dei casi reali. Utilizzeremo tali dati tenendo conto solo del loro ordine di grandezza, e ricorderemo che valgono solo per acque marine molto trasparenti, tipo Capri, e per coefficienti ottici uniformi ed eguali al valore medio fra 0 e 200 m. Le osservazioni fatte nei paragrafi precedenti portano ad ammettere che negli strati prossimi alla superficie, ove la torbidità e l'assorbimento sono massimi, si avranno in pratica valori che possono essere alquanto maggiori di quelli ora valutati; ma negli strati inferiori si avranno normalmente valori minori (1).

Il calore assorbito nel primo strato superficiale è in massima parte impiegato nell'evaporazione dell'acqua. I rimescolamenti che avvengono per azioni atmosferiche, o per moti convettivi durante il raffreddamento diurno e

(1) Per giudicare quale portata abbiano i dati qui calcolati, nel campo pratico, basta citare queste frasi del Krümmel (I vol., pag. 392) « Auch die Zufuhr der mit den Lichtstrahlen der Sonne vermittelten Wärme nach der verschiedenen Tiefen hin ist noch nicht in Mass und Zahl auszudrüken..... Ebenso wird auch ein Unterschied der diffusen (reflektierten) Strahlung hervortreten - alle Probleme, die noch völlig Lösung harren ».

annuo, o per correnti di marea o di altra origine, determinano alterazioni nella distribuzione termica, che non possono essere valutate in modo generale; esse prevalgono talora in modo assoluto sulle influenze dell'irraggiamento solare e della conduzione termica. Per interpretare i dati calcolati dobbiamo riferirci ad acque stazionarie, o aventi solo deboli scorrimenti orizzontali, che non alterino il regime termico generale. In tali acque è noto che un solo strato limitato fra la superficie e una certa quota, variabile da sito a sito, partecipa al ciclo annuo delle fluttuazioni termiche. Designeremo tale strato colla locuzione di *strato a temperatura variabile*.

Nelle immediate adiacenze superficiali una parte di tale strato partecipa anche alle piccole fluttuazioni diurne della temperatura; ma in natura le fluttuazioni diurne interessano solo le acque prossime alla superficie, che sono facilmente rimescolate fra loro, così che il fenomeno dell'oscillazione diurna viene mascherato o perturbato in guisa da essere difficilmente riconoscibile (1).

Sotto lo strato a temperatura variabile tutta la massa d'acqua ha una distribuzione termica permanentemente stazionaria, o soggetta solo a deboli e lente variazioni, indipendenti dal ciclo annuo; la temperatura è decrescente generalmente verso il basso, negli oceani; è uniforme, in alcuni mari mediterranei e nei laghi dei climi temperati.

L'esistenza di una quasi assoluta stazionarietà nella temperatura porta ad ammettere che le piccolissime quantità di calore che le radiazioni azzurro-violette, penetranti a quote profonde, recano a queste acque, siano compensate da perdite, dovute probabilmente a lenti spostamenti delle acque abissali. Se queste perdite non avvenissero, si dovrebbe avere un secolare aumento delle temperature di tali acque.

Per interpretare i valori calcolati per l'irraggiamento solare riferiamoci al caso in cui lo strato a temperature variabili è in condizioni di omotermia. Ciò avviene prossimamente nell'intervallo tra febbraio e marzo di ogni anno, nei nostri climi. Il calore ricevuto per irraggiamento comincia allora a superare le perdite verso l'ambiente esterno e si manifesta un aumento iniziale nella temperatura, simultaneo in tutta la massa dell'acqua, per quanto rapidamente decrescente verso il basso. I moti discendenti delle acque raffreddate in superficie vengono allora limitati allo strato superficiale, che partecipa alle fluttuazioni diurne. I fenomeni di conduzione interna contribuiscono alla propagazione del calore; nelle salse acque marine vi contribuisce pure la discesa di acque rese più salse per l'evaporazione superficiale. Si deve notare tuttavia che presso la superficie le acque, rimescolandosi, assumono temperature prossime tra loro, così che il gradiente risulta diverso da quello che si avrebbe per azione combinata dell'irraggiamento e della conduzione. Solo dove le acque cominciano ad essere stazionarie il gradiente prende valori normali.

---

(1) Nel trattato del Krümmel viene ricordato (I vol., pag. 390-91) senza obiezioni, il risultato strabiliante che il Luksch deduce da osservazioni fatte in mar Rosso, secondo le quali sarebbe stata constatata la variazione termica diurna a profondità di 100 metri. Se si osserva che a questa quota è molto limitata la stessa oscillazione annua, è evidente che le fluttuazioni osservate dal Luksch dipendono esclusivamente da altre cause, forse da correnti, ma nessuna relazione possono avere colle escursioni diurne.

L'osservazione conferma l'esistenza di uno strato di rapida variazione del gradiente, noto col nome di *strato di salto;* esso è prossimo alla superficie in primavera ed in estate; in autunno, quando i moti discendenti delle acque fredde superficiali investono quote via via più profonde, anche lo strato di salto subisce un corrispondente abbassamento.

La fase del raffreddamento avviene in forma completamente diversa da quella del riscaldamento. Il fattore dominante, durante la discesa termica è rappresentato dai moti discendenti convettivi delle acque fredde; allora l'irraggiamento opera solo nel senso di rallentare la discesa termica, mentre la conduzione accelera la formazione dello strato isotermico che rappresenta la condizione di equilibrio conseguente ai moti convettivi.

Sotto questo strato superficiale omotermo la temperatura è distribuita in modo decrescente verso il basso, e continua a salire per azione dell'irraggiamento e della conduzione. Mentre le curve termiche degli strati prossimi alla superficie sono in piena discesa, nelle acque sottostanti alla zona dei moti convettivi continua così la fase della salita. Il massimo termico è raggiunto, da ogni curva, in tempi successivi, spostati verso l'inverno tanto più quanto più profonda è la quota che si considera. Si trova così che solo fra novembre e gennaio gli strati fra 30 e 100 m. raggiungono i massimi termici. Tutto il calore irraggiato da marzo a queste epoche va quindi sommato per valutare il contributo termico totale dovuto all'irraggiamento.

Le curve termiche relative agli strati prossimi alla superficie sono prossimamente sinusoidali. A distanza crescente dalla superficie si accentua una graduale dissimmetria delle curve, la quale è tanto più evidente quanto maggiore è la profondità. Il ramo ascendente di ognuna di esse parte dall'epoca dell'omotermia (febbraio-marzo) e si estende con andamento quasi rettilineo sino al momento del massimo, cioè sino ad intervalli variabili tra agosto e gennaio, a seconda della quota; raggiunto il massimo, la curva inizia la discesa per azione dei moti convettivi delle acque fredde discendenti; e la discesa è rapida e limitata a un periodo di tempo più breve di quello della salita; questo periodo si riduce a valori minimi nelle acque inferiori dello strato a temperature variabili.

Tutte le curve termiche raggiungono il minimo valore quasi simultaneamente, nell'epoca dell'omotermia invernale (1).

§ 30 — **Conduzione termica** — Abbiamo costantemente posto i fenomeni di conduzione termica interna tra le cause di riscaldamento dell'acqua. Sarà opportuno precisare meglio la portata che si deve attribuire a questi fenomeni;

---

(1) Queste osservazioni pongono in rilievo le cause delle discordanze fra le stagioni atmosferiche e quelle subacquee. I fenomeni descritti sono sperimentalmente bene determinati nei laghi. Nei nostri grandi laghi le curve termiche hanno esattamente l'andamento ora rilevato; si presentano tuttavia fluttuazioni secondarie, non ancora del tutto chiarite, derivanti forse da afflussi discontinui di acque fredde negli strati inter ri. Si vedano, ad esempio, i dati e i grafici riferiti nei lavori seguenti: Rina Monti, *La limnologia del Lario,* pag. 20-28, Min. Econ. Naz., Roma, 1924 - F. Vercelli, *Relaz. e ricerche sulle oss. di temp. nel lago di Como,* Mem. R. Istit. Lomb. di Sc. e Lett., vol. XXI, 1911.

rinviamo invece ai lavori del De Marchi (Mem. VI del R. Com. Talass. It.) e al trattato del Krümmel per lo studio delle azioni convettive.

L'influenza della conduzione termica nell'acqua (qualora questa sia riscaldata dall'alto al basso, così da evitare i moti convettivi, come approssimativamente avviene durante la fase del riscaldamento dei mari e dei laghi a partire da una certa profondità) fu talora considerata con analogia al fenomeno del riscaldamento di un suolo piano, inizialmente a temperatura uniforme, e riscaldato in seguito in superficie con una data legge. E' facile però verificare che se talune conclusioni a cui si è pervenuti con tale ammissione sono accettabili , i fenomeni di conduzione termica nell'acqua dei mari e dei laghi, anche nei casi ristretti ora indicati, non sono corrispondenti a quelli che si hanno in un suolo piano.

Il flusso di calore dovuto all'irraggiamento determina un incremento termico simultaneo in tutta la massa d'acqua; nell'interno di essa ogni strato diventa origine di onde termiche di conduzione propagantisi verso gli strati sottostanti più freddi. Alla sola onda considerata nel problema classico del riscaldamento periodico superficiale, propagantesi per conduzione come in un suolo piano, si aggiungono le onde originate dai singoli strati interni; inoltre ognuna di tali onde ha un comportamento diverso da quella unica di un suolo piano, per lo stato mutevole delle temperature interne in dipendenza dall'irraggiamento.

Analiticamente il problema si presenta in questa forma:

Nella teoria classica di Fourier ha fondamentale importanza la relazione

$$Q = - k \frac{d T}{d n}$$

ove Q rappresenta il flusso di calore nella direzione n; k e T rappresentano rispettivamente il coefficiente di conduzione interna e la temperatura. Nel caso di acqua esposta all'azione dei raggi solari, al flusso di calore dovuto alla conduzione, si aggiunge il flusso, molto maggiore, dovuto alla diretta radiazione; questo, entro certi limiti, è indipendente dalla temperatura T, ma è funzione, come T, della posizione del punto che si considera e del tempo. Nel secondo membro della relazione precedente si dovrebbe quindi aggiungere questa funzione, che può essere valutata con qualche approssimazione tenendo conto del calore assorbito in ogni strato interno dell'acqua, durante la sua fase di riscaldamento. Con tale aggiunta vengono completamente mutate le equazioni differenziali che stanno a base della teoria di Fourier.

Lo sviluppo analitico del problema troverebbe però corrispondenza nel caso reale solo durante la fase del riscaldamento annuo dell'acqua; nella fase dei moti discendenti delle acque fredde, fra l'estate e l'inverno, l'andamento dei fenomeni di conduzione viene ad essere profondamente alterato e mascherato dall'influenza dei moti convettivi.

L'effetto globale dei fenomeni di conduzione interna, nel riscaldamento dell'acqua, può però essere valutato in modo indiretto.

Supponiamo che l'osservazione abbia precisato le ampiezze delle oscillazioni termiche annue, a varie profondità, nell'interno di una massa d'acqua. Tali ampiezze sono note infatti per molti bacini, specialmente lacustri. Se vengono inoltre determinati i coefficienti ottici dell'acqua e il coefficiente di trasmissone q dell'atmosfera, mediante calcoli analoghi a quelli che condussero

alla formulazione delle tabelle date nel § 27 si giunge a valutare il calore che ogni strato interno riceve per diretta radiazione solare. Si sommino le calorie ricevute da ogni cm^3 di acqua durante la fase del riscaldamento annuo; i valori risultanti rappresentano molto prossimamente l'ampiezza della oscillazione termica annua derivante dal solo irraggiamento.

Le differenze tra le escursioni annue osservate, e quelle valutate per l'irraggiamento diretto, dànno le ampiezze delle escursioni imputabili ai fenomeni di conduzione interna, in quegli strati ove i moti convettivi e i rimescolamenti delle acque possono essere ritenuti trascurabili.

Si può facilmente prevedere che i valori così ottenuti saranno molto piccoli a confronto delle oscillazioni derivanti dal diretto assorbimento dei raggi solari. Riteniamo tuttavia che questi valori siano sensibili e apprezzabili. Il Krümmel attribuisce influenza assai piccola alla conduzione [1], basandosi sulle valutazioni del Wegemann. Queste valutazioni sono attendibili e facilmente controllabili; ma esse riguardano il caso ideale di calore il quale si propaghi dalla superficie verso l'interno, come in un suolo piano. Ora nelle acque dei laghi e dei mari il fenomeno è ben più complesso, come abbiamo precisato, e la teoria classica del Fourier non è più applicabile. L'estensione di valutazioni, basate su questa teoria, ai complessi fenomeni di conduzione che si hanno nelle acque liberamente esposte all'azione dei raggi solari, non è dunque corretta.

---

[1] « Hieraus geht hervor dass mann die Leitung der Wärme von der Oberfläche nach der Tiefe bei der Untersuchung der täglichen und auch der jährlichen Periode völlig vernachlässigen darf und dass sie erst für geologische Zeiträume, wo es sich um Millionen Jahren handelt, in Betracht kommen könnte », Krümmel, loc. cit., vol. I, pag. 391.

CAPITOLO V

Trasparenza dell'acqua

§ 31 — Nelle indagini oceanografiche la trasparenza dell'acqua viene usualmente valutata osservando la profondità massima ove cessa la visione distinta di larghi dischi bianchi o colorati immersi a quote via via crescenti. Il criterio di figurare la trasparenza indicando la quota massima a cui sono visibili oggetti immersi deriva da una pratica usata in ogni tempo dalla gente di mare. Solo dopo gli esperimenti numerosi fatti nel secolo scorso, e segnatamente dopo quelli compiuti dal P. Secchi a bordo della pirocorvetta pontificia « *Immacolata Concezione* » nel 1865, pubblicati poi dal Cialdi, si giunse a una certa uniformità di metodo nell'impiego dei dischi per misure di trasparenza; tali dischi, larghi usualmente da 50 cm. a 1 m., sono tuttora molto usati e designati col nome di « dischi Secchi».

La profondità della visione, in una stessa acqua, e per uno stesso osservatore, varia col colore e colle dimensioni dei dischi; si hanno valori massimi se i dischi sono bianchi e larghi; la visione è ridotta a quote minori se sono colorati in giallo o rosso, o di piccolo diametro. Impiegando uno stesso disco, in acque diverse, o anche nello stesso sito in tempi diversi, si notano differenze grandissime nella profondità della visione. Dalla profondità massima, rilevata dal Krümmel nel mare dei Sargassi nel 1889, circa 66 m., si giunge a limiti di pochi metri nelle acque verdastre, e anche di pochi decimetri nelle torbide acque portuali. Questi numeri, se rilevati con dischi analoghi, vengono usati per graduare i valori relativi della trasparenza dell'acqua. Volendo meglio precisare il significato fisico dei numeri ottenuti si incontrano però rilevanti difficoltà. Il fenomeno della visione distinta di oggetti immersi dipende da due ordini di fattori, fisici e fisiologici. I primi sono rappresentati dalle proprietà intrinseche delle acque, dalla luce incidente dall'esterno e dalle caratteristiche del disco osservato. I secondi possono essere messi in rilievo con riferimento alle leggi dell'ottica fisiologica, tra le quali, nel caso nostro, sembrano avere maggiore importanza le seguenti:

1° *Legge di Weber:* L'occhio distingue le luminosità di due oggetti solo quando il rapporto fra tali luminosità superi un certo limite.

Nel caso nostro, indicando con I_s e I_a le intensità luminose apparenti del disco e dell'acqna circostante, si avrebbe la visione distinta del disco solo quando il rapporto

$$W = (I_s - I_a)/I_a$$

superi un valore minimo, stimato da Helmholtz 1/150.

2° *Legge Fechner - Helmholtz*: Con luminosità assoluta crescente, anche la luminosità relativa di due oggetti appare in modo crescente, sino a un certo limite oltre il quale tale luminosità relativa prende a diminuire.

3° *Legge di Aubert:* La differenza di luminosità è funzione anche della grandezza dell'immagine reticolare e quindi delle dimensioni degli oggetti e degli angoli sotto i quali essi sono guardati.

4° *Fenomeno di Purkinje:* L'occhio è più sensibile a una debole luce verde e azzurra che non a luce gialla o rossa di pari intensità. Se questi colori hanno inizialmente eguale intensità e vengono in seguito attenuati in modo uniforme, il verde e l'azzurro sembrano più brillanti del giallo e del rosso.

§ 32 — Nel trattato di oceanografia del Krümmel è fatta un'ampia discussione sul significato che i numeri esprimenti la profondità massima della visione di un disco possono avere, ove si tenga conto di alcuni tra i fattori accennati e si osservi che tali numeri esprimono metà del cammino percorso da luce incidente verticalmente nel tragitto dalla superficie al disco e dal disco all'occhio dell'osservatore. Viene facilmente escluso che la lunghezza del tragitto ora accennato possa essere identificata collo spessore a cui corrisponderebbe l'estinzione della luce, poichè tutte le ricerche fisiche dimostrano che questo spessore ha valori enormemente più elevati. Il Krümmel propende ad attribuire speciale importanza alla legge di Weber: la scomparsa del disco deriverebbe da diminuzione del rapporto fra la luminosità del disco e quella dell'acqua circostante. Il fenomeno appare tuttavia troppo complesso perchè i numeri ottenuti mediante impiego del disco Secchi abbiano un significato semplice; ed il Krümmel, come conclusione, si limita a dire che tali numeri rappresentano semplicemente « un comodo mezzo per figurare i valori relativi della trasparenza in acque diverse » (pag. 256).

La teoria che abbiamo dato sulla propagazione delle radiazioni nell'acqua consente di meglio chiarire alcuni aspetti di questo problema.

Sia h la quota a cui il disco è immerso. Indichiamo con μ_s e μ_a l'albedo del disco e quella dell'acqua a tale quota. Sarà normalmente $\mu_s > \mu_a$. Siano δ_a e δ_s i corrispondenti valori della costante ausiliaria δ; sarà pure normalmente $\delta_s < \delta_a$ per la (9). Siano J_s e J_a le intensità, per unità di superficie, delle radiazioni omogenee, le quali, dopo attraversato verticalmente lo strato h, sono diffuse in alto dal disco e dall'acqua verso l'osservatore.

Le radiazioni J_s e J_a riflesse dal disco e dall'acqua alla quota h sono date dalla (12), in cui si ponga $z = h$ e si sostituisca a δ rispettivamente δ_s per il disco e δ_a per l'acqua. Queste radiazioni si propagano verso la superficie, ove assumono intensità I_s e I_a date dalla (13) nella quale si sostituiscano a

I_o le intensità J_s e J_a ; il valore di δ della (13) si riferisce in questo caso all'albedo μ verso il basso dello strato atmosferico adiacente alla superficie dell'acqua. In definitiva si hanno i valori seguenti:

(30) $I_s = I_o (1 - \theta) (\varepsilon^{-1} - \varepsilon \theta_s) e^{-2\gamma h}/(1 - \theta_s e^{-2\gamma h}) (1 - \theta e^{-2\gamma h})$

(31) $I_a = I_o (1 - \theta) (\varepsilon^{-1} - \varepsilon \theta_a) e^{-2\gamma h}/(1 - \theta_a e^{-2\gamma h}) (1 - \theta e^{-2\gamma h})$

Da cui si deduce, tenendo presente la (9),

(32)

$$W = (I_s - I_a)/I_a = [(\mu_s - \mu_a)/\mu_a] . [1/(1 - \varepsilon^{-1} \mu_s)] . [(1 - \varepsilon^{-2} e^{-2\gamma h})/(1 - \theta_s e^{-2\gamma h})].$$

Se fosse $\mu_s = 0$, sarebbe $\theta_s = \varepsilon^{-2}$, $W = -1$; il rapporto W sarebbe cioè costante, indipendentemente dalla quota h di immersione del disco.

Se $\mu_s = \mu_a$, $W = 0$; il disco non sarebbe veduto distinto dall'acqua.

Per valori di μ_s intermedi fra 0 e μ_a si avrebbero per il rapporto W valori intermedi fra -1 e 0.

Quando sia $\mu_s > \mu_a$ il valore del rapporto W cresce con μ_s, a pari valori di h, sino ad un limite superiore che si ha per $\mu_s = 1$ (limite superiore di μ_s).

Esaminiamo la variazione del rapporto W al variare di h. Escluso il caso $\mu_s = 0$, nel quale W vale costantemente -1, in ogni altro caso per $\mu_s > 0$ si ha $\theta_s < \varepsilon^{-2}$. L'unico fattore che nella (32) sia funzione di h, cioè

$$(1 - \varepsilon^{-2} e^{-2\gamma h})/(1 - \theta_s e^{-2\gamma h}) \gtrless 1,$$

è funzione crescente di h; il limite inferiore è $(1 - \varepsilon^{-2})/(1 - \theta_s)$, per $h = 0$; il limite superiore è $+1$ per h indefinitamente crescente.

A pari valori di μ_s, μ_a il valore assoluto di W è dunque funzione crescente di h; tenendo presente la (9) si trova che $|W|$ ha per limite inferiore $|\mu_s - \mu_a|/\mu_a$ quando h tenda a zero; e per limite superiore

$$[|\mu_s - \mu_a|/\mu_a] . [1/(1 - \varepsilon^{-1} \mu_s)]$$

quando h tenda ad infinito.

§ 33 — Il rapporto W, per un dato disco, e a parità di altre condizioni, ha dunque un valore costante, o valori crescenti al crescere della profondità di immersione; se il disco cessa di essere visto a una certa quota, ciò avviene quindi per ragioni indipendenti dai valori che può assumere il rapporto W considerato nella legge di Weber. L'opinione opposta, affacciata dal Krümmel, è dunque insussistente.

La spiegazione del fenomeno pare debba essere cercata unicamente nella legge del Fechner: la visione del disco cessa quanto il valore assoluto della luminosità apparente di esso scende al disotto di un certo limite. E siccome i valori di tale luminosità, sempre a parità di altre condizioni, dipendono dai coefficienti di estinzione dell'acqua, i numeri ottenuti coll'impiego di un dato disco vengono a dipendere direttamente dal grado di trasparenza dell'acqua. Mutando colore e dimensioni del disco si hanno valori che devono essere interpretati tenendo conto non solo della legge di Fechner ma anche del fenomeno di Purkinje e della legge di Aubert.

In conclusione l'impiego del disco Secchi conduce a risultati numerici i quali non soltanto sono di comodo uso, come dice il Krümmel, ma hanno

una dipendenza diretta, più di quanto sinora fosse supposto, dalle caratteristiche ottiche dell'acqua. *Quando l'albedo del disco sia prossimamente eguale ad uno, la profondità massima a cui il disco è visibile corrisponde a metà del cammino luminoso che estingue la luce al disotto di un certo limite, oltre il quale l'occhio non distingue differenze di luminosità, qualunque siano i valori relativi delle luminosità stesse.*

Se l'albedo è minore di uno, all'azione estinguente dell'acqua si deve aggiungere quella derivante dal limitato potere riflettente del disco.

§ 34 — Le determinazioni sperimentali, ove riguardino radiazioni monocromatiche, debbono essere fatte o con sorgenti artificiali da luce monocromatica, ovvero, operando alla luce solare, mediante impiego di dischi aventi un potere riflettente selettivo per un ristretto gruppo di radiazioni. L'impiego di dischi bianchi conduce a valutare l'effetto globale delle radiazioni visibili. Nel mar Rosso venne unicamente adoperato un disco avente 50 cm. di diametro, laccato in bianco, nel quale erano praticate quattro aperture circolari, disposte a croce, per facilitare il contrasto fra la luminosità apparente del disco e dell'acqua circostante. Si è notato che la profondità massima della visione del disco coincideva presso a poco con quella della visione di altri apparecchi a superficie nichelata, per esempio delle bottiglie, usate per il prelevamento di campioni d'acqua, e dei correntometri, impiegati per misure dinamiche. I risultati ottenuti riuscirono inoltre pienamente affini a quelli rilevati dal Luksch durante la campagna della nave « Pola ». Nella tabella del § 37 sono riassunte alcune osservazioni. Da esse si rileva che la trasparenza, valutata e intesa nel senso dianzi definito, è estremamente piccola nel mar Rosso meridionale, ove oscilla fra un massimo di circa 16 m. a Bab-el-Mandeb e a Mokha, e valori di circa 6 m. nelle acque delle Dahalak. La trasparenza cresce nel mare centrale e settentrionale, in corrispondenza delle maggiori fosse. Al largo di Port Sudan il disco fu veduto sino a profondità di 44 m.

Queste differenze fra la trasparenza delle acque a Sud e a Nord del mar Rosso sono in pieno accordo colle analoghe differenze che abbiamo già riscontrate nella penetrazione delle radiazioni mediante impiego di lastre fotografiche.

Il metodo fotografico dà però risultati di valore molto più elevato e di più semplice interpretazione; non riteniamo quindi giustificato il parere espresso dal Thoulet (loc. cit., pag. 153) che « il disco renda migliori servizi che non gli strumenti di estrema precisione ».

CAPITOLO VI

Il colore del mare

§ 35 — Le questioni riguardanti il colore del mare sono state oggetto di numerose ricerche teoriche e di accurate osservazioni. Poco vogliamo qui aggiungere alle notizie e alle discussioni fatte sull'argomento.

Escludiamo anzitutto i casi di acque molto torbide per presenza di materiali sospesi, siano essi inorganici o planctonici. Questi materiali esercitano azione prevalente nel determinare il colore, sia perchè sono dotati comunemente di colore proprio, sia perchè modificano in modo essenziale il comportamento ottico delle acque. Limitiamoci al caso in cui le particelle sospese siano molto sottili, distribuite in quantità non eccessiva, così da conservare all'acqua la colorazione apparente azzurra o verdastra. Queste sono le colorazioni con cui si presentano comunemente le grandi masse d'acqua della natura; le trattazioni antiche e recenti sul colore del mare hanno per oggetto di spiegare le cause di questi colori. Oggi viene escluso da tutti che il colore azzurro del mare sia un semplice riflesso dell'azzurro del cielo; se il colore del mare viene osservato, come si usa, immergendo in acqua uno specchio inclinato di 45° sull'orizzonte, così da escludere la riflessione speculare della luce solare (§ 7) e da riflettere verticalmente verso l'osservatore la luce diffusa che arriva orizzontalmente sullo specchio, cessa quasi del tutto l'influenza del cielo; il colore risulta indipendente dalla serenità o dagli annuvolamenti eventuali. Le trattazioni matematiche del fenomeno, segnatamente quella molto esauriente data dal Gans nel recentissimo lavoro citato, dimostrano che l'azzurro apparente del mare è fenomeno di assorbimento selettivo e di diffusione parimenti selettiva delle radiazioni; se tutte le radiazioni fossero diffuse in eguale misura, l'acqua apparirebbe bianca; invece le radiazioni più lunghe sono fortemente assorbite nell'acqua e diffuse in misura estremamente piccola; quelle più brevi sono meno assorbite, e diffuse invece all'esterno secondo rapporti crescenti al diminuire della lunghezza d'onda (§ 2); la composizione della luce diffusa risulta quindi tale da dare un colore di prevalente tonalità verde o azzurra, conforme alle proporzioni delle radiazioni componenti

§ 36 — La teoria svolta in questo lavoro permette di valutare esattamente i valori relativi delle radiazioni costituenti la luce diffusa in alto. Ad esempio, per le acque di Capri tali valori coincidono con quelli di A nella tabella del § 15; ed è evidente che essendo in assoluta prevalenza le radiazioni azzurre-violette, e quasi trascurabili le percentuali di radiazioni aranciate-gialle, il colore di tali acque debba risultare di un azzurro intenso.

La teoria stessa permette di valutare le radiazioni componenti della luce penetrante o diffusa in un punto interno qualunque della massa d'acqua. Siccome l'assorbimento decresce fortemente dal rosso verso il violetto, è prevedibile che un osservatore il quale dall'interno dell'acqua guardi la luce discendente dalla superficie debba vedere la luce solare di un colore che si scosta dal bianco e assume tinte volgenti gradualmente verso la parte azzurra-violetta dello spettro al crescere della profondità. Analogamente la luce diffusa in alto, a una quota qualunque, risulta spostata verso il violetto in proporzioni crescenti colla quota del punto di osservazione.

Quando la torbidità dell'acqua aumenta, e sopratutto quando le dimensioni delle particelle sospese sono rilevanti rispetto alle lunghezze d'onda, la legge di Rayleigh (§ 2) non è più valida; i rapporti fra le intensità delle radiazioni diffuse, valutati in base a tale legge, od altre analoghe, più non sussistono, ma devono essere sostituiti da altri che corrispondono a un minore accrescimento fra il rosso e il violetto [1]; questo spiega come il colore di tali acque si scosti così profondamente dal colore normale delle acque limpide.

§ 37 — Le osservazioni sul colore del mare vengono fatte con riferimento a scale arbitrarie, che riproducono con approssimazione le usuali colorazioni che si incontrano in mare, ove non siasi di fronte ad acque torbide o dense di materiali organici colorati.

Riferiamo le osservazioni fatte in mar Rosso con riferimento alla scala Forel, usata con sfondo bianco sotto i tubi colorati, e confrontando i colori di questi con quelli apparenti nell'acqua per riflessione su specchio inclinato di 45°, come dianzi fu indicato.

---

[1] O. D. Chwolson, *Traité de physique,* Tome II, Chap. XII, § 6.

ALCUNI DATI SUL COLORE DELLE ACQUE NEL MAR ROSSO

(Scala Forel)

Sito	Stazione	Data	Profond.	Stato del mare	Colore	Disco Secchi
Golfo di Suez	35	17-X	34	mosso	10	
»	37	»	54	»	15	—
»	43	20-X	54	calmo	15-20	
sud stretto Giubal	46	21-X	800	calmo	4-5	fra m. 25 e 45
Koseir	47	28-X	18	»	5	
largo di Port Sudan	53	29-X	2200	»	5	
» » Gidda	151	17-V	1750	»	2–3	
» Is. Brothers	155	23-V	1040	»	2	
sud penis. Sinai	157	25-V	900	»	2	
Umm-es- Sahrig	59	13-XI	14. 5	mosso	50	fra m. 6 e 21
Adiuz	63	17-XI	10	»	50	
»	65	20-XI	12	»	27	
Sail-Amber	66	22-XI	75	agit.	30	
Aucan	67	23-XI	19	»	40	
»	68	24-XI	55	»	20	
Zebayir	90	26-XII	36	mosso	9	
Ras Shakhs	93	29-XII	43	agit.	40	
Rakhmat	96	4-I	11	»	45	
Gebel Zucur	97	6-I	23	mosso	15	
Harmil	100	21-I	41	molto agit.	—	
Dahalak Kebir	117	26-II	164	mosso	6	
S E di Perim	75	14-XII	350	mosso	8	fra m. 10 e 24
S W »	76	» »	440	»	12	
Ras Dumeira	82	15-XII	51	»	7	
Bab-el-Mandeb	83	19-XII	48	»	—	
Mokha	84	20-XII	42	»	10	
Scogli Scilla	87	22-XII	42	»	25	
Bab-el-Mandeb	120	24-III	171	agit.	6–8	
»	»	31-III	»	calmo	6	
»	»	»	»	»	5	
Est di Zeila	121	4-IV	480	calmo	3	m. 24
S E di Aden	140	4-V	1347	»	2	

§ 38 — I dati di questo prospetto si inquadrano bene con quelli più estesi rilevati dal Luksch nella campagna della « Pola ». La carta riassuntiva data dal Luksch, nel lavoro citato, vale anche per rappresentare i dati da noi rilevati sul colore delle acque nel mar Rosso. Solo per il golfo di Suez abbiamo

avuto colori di un grado alquanto più elevato, probabilmente per i minori fondali dei siti di osservazione. Il colore effettivo del mare non sempre si identifica con qualcuno tra quelli della scala Forel; vi sono tonalità nel mare che non trovano esatto riscontro nella scala; per tale ragione il grado della scala Forel indica solo il colore della scala che più si approssima al colore reale. Le profondità di visione del disco nelle nostre misure risultano lievemente maggiori, in qualche zona, di quelle rilevate dal Luksch; le massime profondità (44 m.) furono osservate in corrispondenza delle fosse al largo di Gidda e di Port Sudan.

Nella tabella precedente vengono raggruppate le aree che presentano analogie di colore. Si vede che dal golfo di Suez, con acque decisamente verdastre (gradi 10-20), si passa, subito dopo lo stretto di Giubal, alla grande zona che si protende sino agli arcipelaghi Dahalak-Farisan, nella quale il colore ha tinta nettamente azzurra, con gradi da 1 a 2 nella fascia centrale, e tinte più verdastre verso le adiacenze costiere; nella grande distesa del mare meridionale le acque hanno tinta verde-giallastra, con gradi da 20 a 50 nei bassifondi corallini, e tonalità più verdastre nella fascia centrale delle acque più profonde. Queste tonalità si trovano pure a Bab-el-Mandeb, ma si passa poi a tinta gradualmente più azzurra nel mare Arabico, a distanza della costa; fra Zeila e Aden si osservano colori fra i gradi 2 e 3.

I dati limitati che possediamo non sono sufficienti per investigare le relazioni di dipendenza tra colore, trasparenza, altezza solare, stato del mare ecc. Ci limitiamo ad osservare che le acque presentano, in generale, trasparenza maggiore, sia essa valutata col disco Secchi, ovvero con metodo fotografico, quanto più il colore volge dalle tinte verdi-giallastre verso tonalità decisamente azzurre. Questa constatazione rappresenta un fatto comune in tutti i mari, per quanto debba essere intesa in senso puramente indicativo. Quando infatti si è cercato, con minute analisi, di verificare se esista una relazione ben definita e univoca tra colore e limpidezza, ovvero se dal colore superficiale delle acque sia possibile trarre induzioni sui rapporti quantitativi delle diverse radiazioni nell'interno dell'acqua, il risultato è stato negativo (Grein, loc. cit., pag. 20).

Le fortissime variazioni che le acque del mar Rosso presentano nel colore e nella limpidezza non dipendono, in modo apprezzabile, dalle differenze di temperatura e di salsedine; si verifica anzi il fatto curioso che la maggiore limpidezza si trova precisamente nel bacino settentrionale, ove le acque sono più salse e fredde, e dove quindi la maggior densità determinerebbe condizioni più favorevoli alla sospensione di particelle intorbidanti. Le piogge e l'afflusso di acque fluviali non hanno speciale importanza nel mar Rosso sull'andamento della torbidità, data la scarsezza generale di precipitazioni e la quasi assoluta mancanza di fiumi. Un'azione certo rilevante è esercitata dai materiali di origine eolica. Ma il fattore, che nei fenomeni qui considerati ha importanza essenziale, è quello biologico. La scarsezza di materiale planctonico nelle acque più azzurre, e la straordinaria ricchezza di esso nelle acque verdi-giallastre delle zone meridionali e costiere, come pure i diversi caratteri con cui il plancton si presenta, sono gli elementi principali con cui le indagini biologiche potranno chiarire le variazioni osservate nelle proprietà ottiche dell'acqua.

PARTE TERZA

CONDIZIONI METEOROLOGICHE DURANTE LA CROCIERA

PROF. FRANCESCO VERCELLI

Condizioni meteorologiche durante la crociera

§ 1 — Durante la campagna della *Magnaghi* le condizioni meteorologiche furono osservate con regolari serie di misure e coll'impiego di diversi strumenti registratori. Inoltre furono poste tre stazioni aerologiche a terra, per esplorazioni dell'alta atmosfera, a Massaua, Asmara e Assab. Non riteniamo sia il caso di esporre in disteso i quadri delle osservazioni meteorologiche e delle letture orarie degli apparecchi registratori. Una nave in crociera, obbligata a continui spostamenti, ad influssi variabilissimi ora del mare aperto, ed ora delle isole e delle coste continentali, può solo raccogliere dati meteorologici i quali non hanno alcuna omogeneità. La zona ove si svolse la più estesa parte dei lavori della *Magnaghi*, il mar Rosso meridionale, fra Massaua e Perim, ha un grande interesse sia dal punto di vista climatologico locale, come da quello dinamico generale. Ma i dati da noi raccolti in questa vasta area, se recano qualche contributo alle conoscenze climatiche specialmente per alcuni elementi meteorologici, non consentono però di seguire le alterazioni di questi col variare del tempo e del sito se non in modo generico. Studi più accurati dovrebbero avere per base le misure fatte in osservatori stabili. Nella vasta distesa del mar Rosso esistono pochi osservatori meteorologici. Tra essi ricordiamo quelli delle seguenti località: Suez e Tor, nella penisola del Sinai; Port Sudan, Suakin e Kamaran nella parte meridionale del mar Rosso. L'osservatorio di Kamaran è tenuto in funzione, con mirabile passione, dal Resident inglese Cap. Guy Vivyan Wickham. Fuori del mar Rosso esiste ad Aden un osservatorio in piena efficienza. Alcune località furono sede provvisoria di accurate osservazioni durante la campagna della nave *Pola* (Gidda, Isole Brothers, Koseir); i relativi dati sono pubblicati nella relazione della campagna della *Pola*. Dei centri di osservazione già esistenti sulla costa Eritrea, compresa Massaua, nessuno è attualmente in funzione Misure termopluviometriche, a scopo agricolo, sono fatte da privati, come avviene a Zula, nella vasta azienda del signor Beltrame.

I dati raccolti in questi osservatori, ma principalmente quelli osservati dalle navi in transito o stazionarie, hanno fornito vaste conoscenze sui caratteri climatici del mar Rosso. I dati meteorologici raccolti nella campagna della *Magnaghi* si inquadrano bene generalmente coi valori normali noti. Basterà dare di essi un breve riassunto; solo per i fenomeni meno esplorati, come l'evaporazione, l'umidità e l'irraggiamento solare, daremo un più esteso cenno sui

risultati ottenuti. Le ricerche più significative compiute durante la crociera sono quelle aerologiche; esse verranno ampiamente esposte e discusse in una relazione successiva, perchè offrono un complesso di dati estremamente interessanti sul regime delle alte correnti, le quali sono collegate ai grandi spostamenti monsonici dominanti nel golfo Arabico e nell'oceano Indiano.

§ 2 — Per le osservazioni meteorologiche si disponeva dei seguenti apparecchi, forniti dal R. Istituto Idrografico di Genova o dall'Istituto Geofisico di Trieste:

due barografi Richard, uno di grande e uno di piccolo modello;
un barometro Fortin;
un termografo Richard;
un igrografo Richard;
un anemometro a mano, Fuess;
un pluviometro totalizzatore;
un evaporimetro tipo Wild, costruito con mezzi di bordo;
un termometro a bulbo nero per insolazione massima;
un termometro a massima e a minima;
un psicrometro Assmann;
termometri campione; ecc.

I barometri erano tenuti nelle cabine di poppa; i termografi in una gabbia meteorologica, posta sulla controplancia di prua; l'evaporimetro era fissato sulla gabbia meteorologica, esposto alla libera azione dell aria e del sole; il termetro a bulbo nero era fissato nei pressi della gabbia meteorologica, in esposizione sempre libera al sole. Ogni mattina alle 8 veniva fatta una serie di osservazioni per i controlli dei registratori; il vento era misurato, di norma, due volte al giorno, alle 8 e alle 16, con un anemometro a mano Fuess; misure anemometriche e psicrometriche erano fatte ogni qual volta ciò fosse consigliato per completare i dati osservati in mare; molte di tali osservazioni si trovano riferite unitamente ai dati di corrente o di temperatura dell'acqua.

PRESSIONE.

§ 2 Secondo le recentissime valutazioni del Gallé (1), nella zona meridionale del mare Rosso, ove si svolse la parte principale della campagna della *Magnaghi*, la pressione media annua è di mm. 756.7 e l'onda barometrica annua assume, in media, i seguenti valori mensili:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
756.7 + 3.2	2.5	1.1	— 0.1	— 0.9	— 3.4	— 3.8	— 3.5	— 1.8	0.9	2.3	3.2

(1) P. H. Gallé, *Klimatologie van den Indischen Oceaan*, Koninkl. Nederl. Meteor. Inst. N. 102, Meded. en Verh. 29 a, 1924.

Questi valori sono figurati dalla seguente relazione, che rappresenta l'andamento annuo della media pressione giornaliera B:

$$B = 756.9 + 3.92 \cos (n\,t - 357°) + 0.34 \cos (2\,n\,t - 220°)$$

Il tempo t deve essere contato a partire dal 15 gennaio.

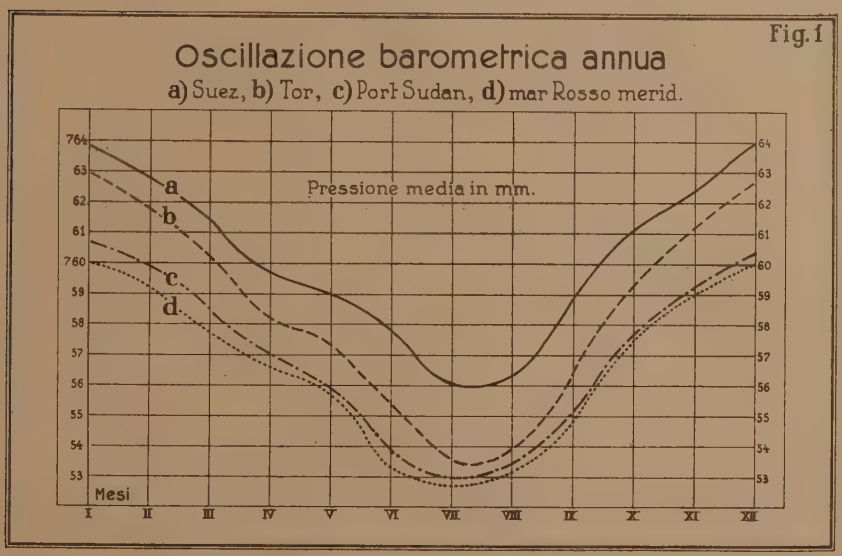
A titolo di raffronto riportiamo, dalle pubblicazioni ufficiali egiziane [1], i valori normali della pressione per le stazioni di Suez, Tor e Port Sudan:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Suez	760.3 +	3.5	2.6	1.2	— 0.6	— 1.3	— 2.4	— 4.2	— 4.0	— 1.4	0.9	2.2	3.7
Tor	758.6 +	4.5	3.3	1.7	— 0.4	— 1.2	— 3.3	— 5.0	— 4.7	— 2.2	0.7	2.6	4.1
P.Sudan	757.1 +	3.6	2.9	1.5	— 0.1	— 1.1	— 3.2	— 4.1	— 3.7	— 1.9	0.7	2.1	3.3

Dal confronto, reso più evidente dai grafici della fig. I, appare chiaro che la pressione media annua diminuisce di oltre tre millimetri fra la parte Nord e quella Sud del mar Rosso, mentre gli altri caratteri delle curve annue barometriche rimangono molto analoghi tra loro.

I diagrammi rilevati durante la crociera corrispondono, con molta approssimazione, all'andamento dei dati normali qui ricordati.

Fig. 1



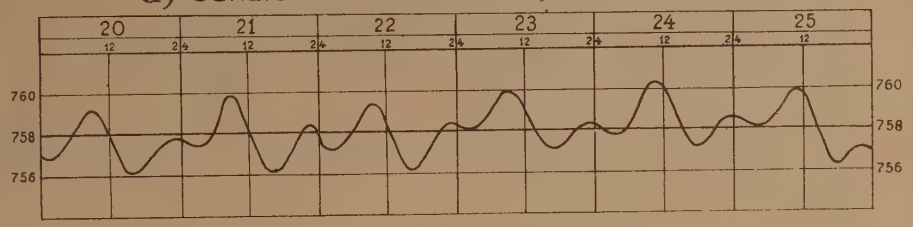
[1] *Climatological Normals ecc.*, Phys. Depart., Min. of Public. Works, Cairo, 1922.

§ 4 — Il carattere più evidente nelle curve barometriche dei climi tropicali è la doppia oscillazione diurna. Essa è già bene evidente alle latitudini del golfo di Suez (fig. II); le ampiezze dell'onda semidiurna crescono verso la parte centrale e meridionale del mar Rosso, sino a raggiungere ampiezze da 3 a 4 mm. Si è sempre constatata la massima ampiezza nell'oscillazione del mattino, che raggiunge normalmente il massimo fra le 10 e 11; l'oscillazione corrispondente della notte ha ampiezza molto minore, così che i grafici assumono una dissimmetria caratteristica. Si constata che le ampiezze e le fasi di queste oscillazioni variano entro certi limiti che dipendono dal tempo e dal sito; in un dato sito si hanno le minime ampiezze e il massimo ritardo di fase in estate (fig. II, *a) - d)*). I nostri diagrammi, per gli spostamenti continui della nave, non consentono di determinare gli armonici componenti delle oscillazioni diurne, nè di applicare i metodi dell'analisi periodale allo studio delle fluttuazioni indipendenti dai cicli annuo e diurno, le quali, come di norma nei climi tropicali, si presentarono sempre con piccole ampiezze. Nei mesi invernali le massime escursioni barometriche dovute alla somma delle onde diurne e delle fluttuazioni occasionali raggiunsero valori inferiori ai 10 mm., negli altri mesi le variazioni barometriche furono rappresentate in modo prevalente dalle sole onde diurne.

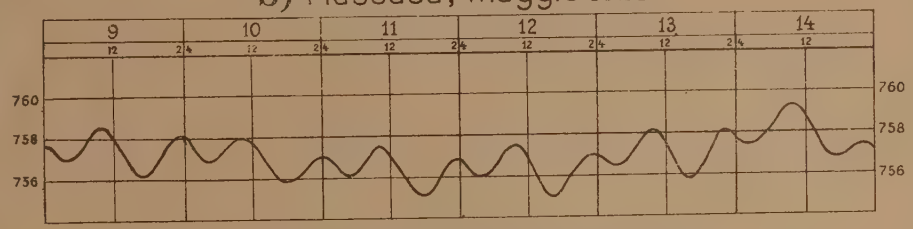
Fig. 2

Diagrammi barometrici

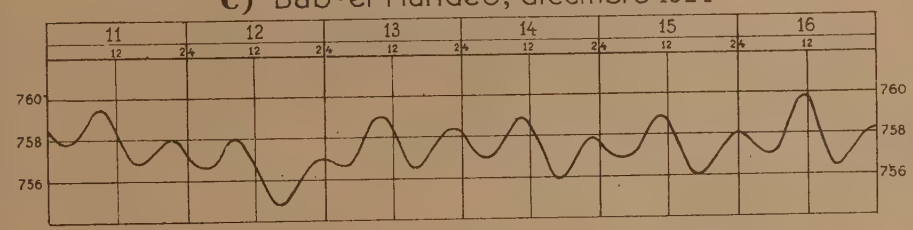
a) Canale sud di Massaua, novembre 1923



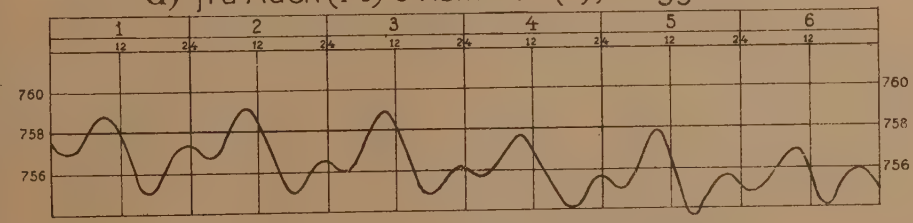
b) Massaua, maggio 1924



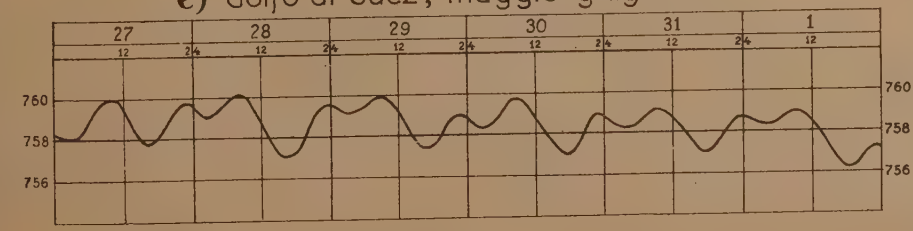
c) Bab-el-Mandeb, dicembre 1924



d) fra Aden (1-3) e Kamaran (6), maggio 1924



e) Golfo di Suez, maggio-giugno 1924



TEMPERATURE

§ 5 — Il mar Rosso, rinserrato tra vasti continenti, cosparso di isole numerose e di estesi bassifondi, ha regime termico che non può essere figurato con semplice riferimento alle coordinate geografiche e alla stagione; la posizione del punto che si considera rispetto alle coste prossime ha un'azione assai importante; tanto l'escursione termica annua, quanto, e più fortemente ancora, l'ampiezza delle fluttuazioni diurne, sono assai diverse a seconda che si tratti di zone di alto mare, di aree adiacenti a piccole distese costiere, di canali o insenature che si addentrino entro la terra ferma. I diagrammi rilevati durante la campagna sono quindi legati al sito in cui si trovava la nave al momento della regstrazione; essi presentano tutte le graduazioni di forme, da quelle nettamente marine, con oscillazioni diurne inferiori a un grado, se rilevati in zone lontane dalle coste, sino alle forme in cui le oscillazioni diurne assumono aspetto tipicamente continentale, con fortissime escursioni termiche fra giorno e notte. Nei grafici della fig. III sono illustrati alcuni esempi, dai quali risultano evidenti queste variazioni.

Per quanto il mar Rosso non raggiunga l'andamento termico che si osserva nei mari più vasti, tuttavia esso ha un clima marino nettamente delineato; sotto tale aspetto si constata che ha fluttuazioni annue e diurne notevolmente minori del golfo Persico, in cui sono più evidenti le influenze continentali (1).

La crociera si svolse principalmente nella parte meridionale del mar Rosso, fra la latitudine di Massaua e il golfo di Aden, nelle adiacenze di Bab-el-Mandeb. Ci limiteremo ad esaminare i risultati ottenuti in questa zona; per la rimanente parte del mar Rosso non potremmo che constatare la graduale diminuzione di temperatura fra la zona degli arcipelaghi Dahalak-Farisan e il golfo di Suez, tanto nel viaggio di andata come in quello di ritorno (fig. III), e l'accordo generico tra i dati osservati e quelli normali noti per le zone attraversate.

I numerosissimi dati raccolti dalle navi in transito, da un sessantennio a queste parte, hanno condotto alla determinazione dei valori climatici riferiti nei grandi atlanti inglese e olandese sulla climatologia dell'Indiano. Per la zona fra il 16° parallelo e Perim l'atlante olandese (2) assegna alle temperature dell'aria e dell'acqua superficiale valori medi mensili oscillanti fra i dati indicati nel seguente prospetto:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Aria	25.8	25.9	27.0	28.4	30.0	31.6	32.5	32.5	32.2	30.8	28.2	26.8
	25.6	25.9	26.7	28.3	29.9	31.3	32.1	31.0	31.9	29.6	27.7	26.4
Acqua	25.0	25.0	25.7	27,1	29.2	30.7	31.4	31.5	32,4	30.4	27.1	25.9
	24.9	24.9	25,6	27.0	29.0	29.9	29.1	29.2	30.5	29.1	26.8	25.6

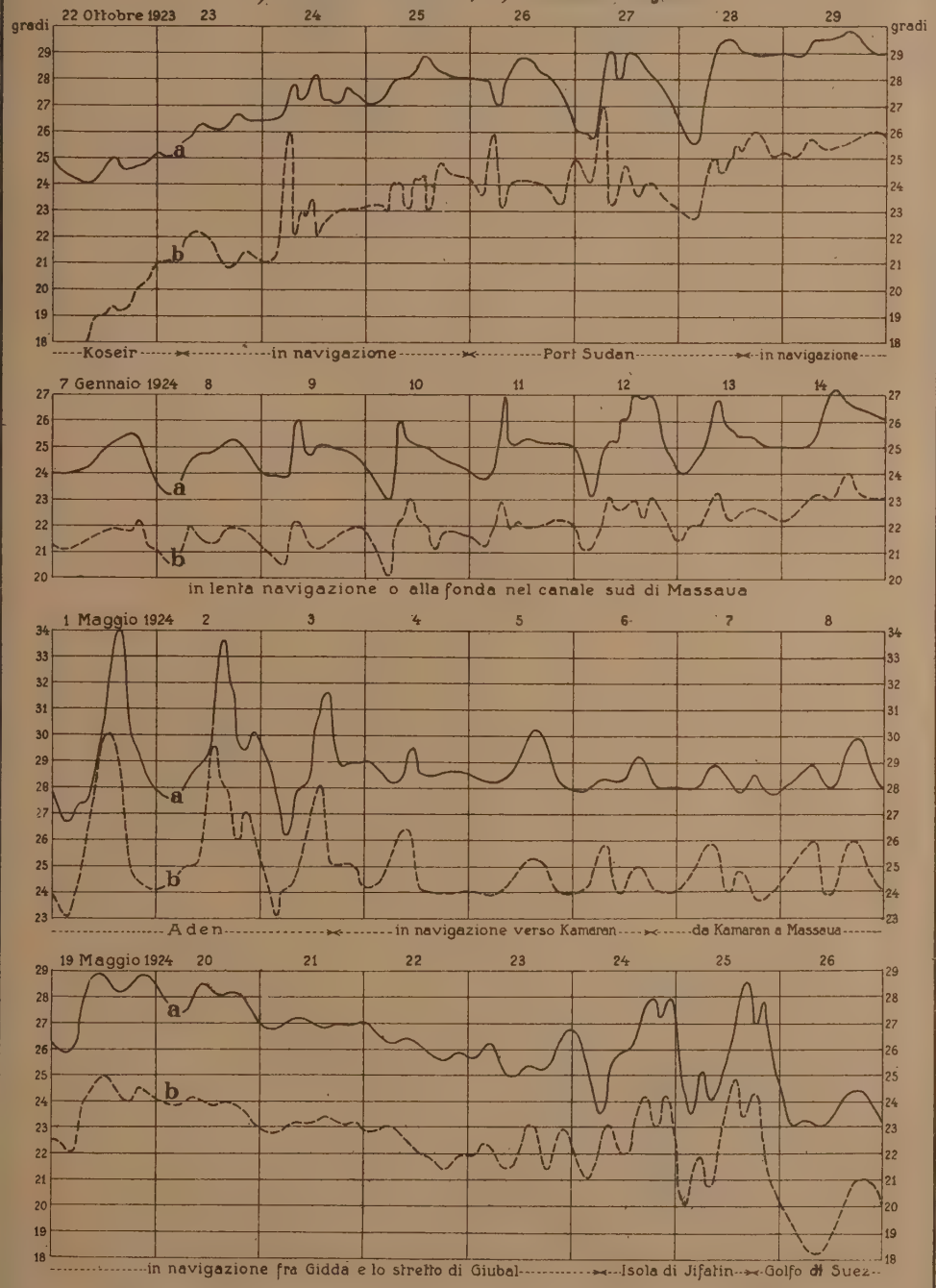
(1) G. Schott, *Ozeanog. und Klimat. des Persischen Golfes, Ann.* der Hydrogr. und marit. Meteor., 1918.

(2) *Oceanographische en Meteor. Waarnemingen in den Indischen Oceaan,* Konink. Nederl. Meteor. Inst., N. 104.

Fig. 3

Alcuni diagrammi termometrici

a) termometro asciutto, b) termometro bagnato

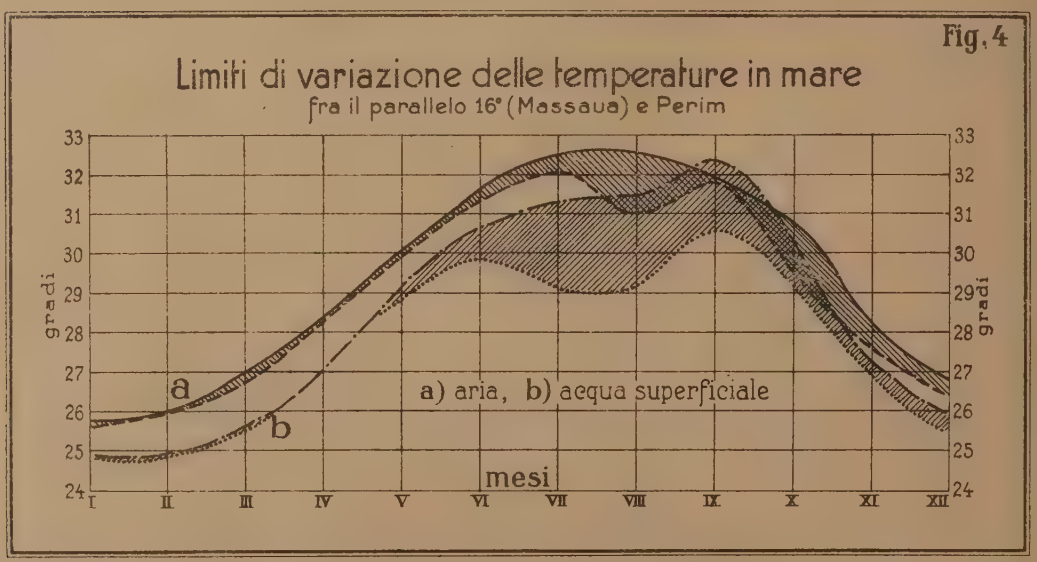


Il valore più elevato, per ogni mese, si incontra normalmente nella zona prossima agli arcipelaghi, quello minore nella parte centrale del mare e verso Bab-el-Mandeb. Nel golfo fra Aden e la Somalia sogliono prevalere temperature alquanto minori di quelle esistenti nelle contigue acque del mar Rosso, sia per l'aria come per l'acqua.

Nella fig. IV sono figurate le temperature medie mensili del precedente prospetto. Molto evidente appare il fatto che nel mar Rosso meridionale la temperatura dell'acqua è inferiore a quella dell'aria, mentre nei mari suole prevalere la condizione opposta. Tale fatto vale anche per il golfo Arabico nelle adiacenze del mar Rosso e per quasi tutta l'estensione di questo mare; nella parte settentrionale però il fenomeno è limitato ai soli mesi estivi: fra novembre e marzo l'acqua raggiunge temperature che superano quelle dell'aria.

Nel golfo di Aden è assai caratteristico un regresso estivo della temperatura dell'aria e dell'acqua, seguito da un rapido incremento nel mese di Settebre. Questo fatto, evidentemente collegato col regime dei monsoni estivi, come sarà chiarito nei § 10-12. esercita influenza sulla zona adiacente agli stretti di Perim, ed appare evidente nei grafici della fig. IV. Più a Nord il fenomeno non è più riconoscibile nella temperatura atmosferica; ma è ancora ben distinto in quella dell'acqua. Avremo occasione di ritornare su questo argomento nella discussione dei dati termici dell'acqua marina raccolti nella campagna.

Fig. 4



§ 6 — Dai valori esposti risulta che l'ampiezza dell'escursione termica annua dell'atmosfera, nel tratto di mare fra Massaua e Perim, è di circa 7 gradi, con un minimo di 25°.6 nell'epoca gennaio-febbraio, e un massimo di circa 32°.5 fra luglio e settembre. Dato che le fluttuazioni diurne hanno ampiezze molto piccole in mare, questi limiti rappresentano anche, con approssimazione di 1 o 2 gradi, le medie dei valori minimi e massimi che si possano incontrare nel corso dell'anno nel mar Rosso meridionale. Se le osservazioni sono fatte in prossimità di terre, come più spesso accadde nella nostra campagna, tanto

la curva termica annua, quanto le singole curve diurne, possono presentare oscillazioni con ampiezze molto maggiori di quelle proprie del mare contiguo. Risulterà quindi una temperatura media invernale più bassa, e una estiva più alta di quelle dianzi riferite.

Troviamo infatti che *nella zona del canale Sud di Massaua* in novembre ed aprile-maggio le temperature medie diurne da noi osservate sono comprese nei limiti dati dall'atlante olandese; nei mesi invernali invece, da dicembre a marzo sono sensibilmente minori da uno a due gradi; la media del mese di gennaio risultò compresa fra 24° - 25°, a seconda del sito; valore analogo si ebbe ancora all'inizio del mese di febbraio; in tali epoche le variazioni del termometro erano comprese fra 30° e 21°; i valori estremi naturalmente si incontrarono durante gli ancoraggi fra le isole; in pieno mare si avevano solo piccole oscillazioni attorno a 25°. In marzo la temperatura media raggiunse da da 26° a 27°, mantenendosi quindi ancora lievemente inferiore al valore di 27°, assegnato dall'atlante. Ma in seguito si ebbero valori del tutto normali; in estate, in questa regione, si dovrebbero raggiungere valori alquanto più elevati di quelli che si hanno al largo in mare.

Nelle adiacenze di Bab-el-Mandeb le temperature osservate nei periodi di permanenza o di transito della nave, che saranno poste poi in relazione colle temperature dell'acqua, sono alquanto inferiori a quelle date dall'atlante; in dicembre si ebbero valori compresi fra 27° e 23°.5, con una media di circa 24°.5, cioè quasi due gradi di meno di quanto sia indicato nel prospetto dei valori normali. Anche le temperature rilevate durante la stazione quindicinale, nell'epoca marzo-aprile, risultano inferiori di circa un grado a quelle date dall'atlante. Questi scarti riteniamo siano semplicemente dovuti al fatto che i dati di navigazione, usati per la compilazione delle medie, si riferiscono a punti situati nelle zone centrali del mare, mentre quelli da noi presi in esame si riferiscono più spesso a zone costiere, e quindi devono necessariamente risentire le influenze continentali.

UMIDITA' DELL'ARIA

§ 7. — Le escursioni diurne e annue dell'umidità relativa dell'aria sono molto ampie nelle zone continentali, minori sulle coste e minime in alto mare. Questa norma generale trova piena conferma nelle osservazioni fatte in mar Rosso, ove le due curve dei termometri asciutto e bagnato corrono quasi parallele fra loro, se rilevate a grande distanza dalle coste, mentre sono caratterizzate da ampie fluttuazioni e da forti discordanze di fase sulle coste, specialmente nei siti ove le influenze continentali sono maggiori. Anche nei casi in cui le due curve sono prossimamente parallele si presentano intervalli in cui il termometro bagnato accusa rapide e sensibili variazioni, dovute a mutazioni di vento o di tempo, o collegate semplicemente a date fasi del periodo diurno solare. In questi ultimi casi le fluttuazioni dell'umidità avvengono in forma diversa da sito a sito, durano generalmente poche ore, e poi si ristabilisce il

parallelismo delle curve; le quali si svolgono a distanze comprese normalmente fra due e quattro gradi. Nei grafici della fig. III sono riferiti alcuni esempi, nei quali si riconoscono i tipi vari di curve psicrografiche che si possono incontrare in mare e in prossimità delle coste.

Sarà utile riferire, a titolo di raffronto, i valori normali assoluti e relativi dell'umidità dell'aria per alcune stazioni costiere, quali sono date nel volume già citato « Climatological normals » del Physical Department egiziano.

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anno
Tor	mm	7.5	7.7	9.0	11.0	13.4	15.5	16.8	18.0	16.9	15.0	11.1	8.1	12.5
	%	56	53	52	54	57	59	61	62	61	61	55	54	57
P. Sudan	mm	15.1	14.5	15.4	17.2	18.3	17.0	18.5	18.6	19.1	21,0	19.8	16.0	17.5
	%	67	66	65	64	58	48	46	46	54	68	72	66	60
Suakin	mm	14.1	13.9	15.0	16.1	16.0	15.8	17.5	17.9	18.4	20.9	19,1	15.6	16.7
	%	66	66	64	57	47	38	39	40	47	65	69	68	56

I dati di queste stazioni dimostrano che l'umidità relativa ha un tipico andamento annuo, che a Port Sudan e Suakin presenta un minimo fortemente pronunciato in estate, e un massimo in inverno; a Tor si hanno condizioni opposte. L'umidità assoluta più che dai valori dell'umidità relativa, dipende dalla temperatura ed ovunque segue semplicemente la legge generica che i valori massimi si presentano normalmente quando è massima la temperatura, quelli minimi quando anche la temperatura ha minimi valori.

Lungo il tragitto fra il golfo di Suez e Massaua, o viceversa, l'umidità in mare ci diede valori che sono alquanto maggiori di quelli corrispondenti ai punti costieri di pari latitudine; i bassi valori dell'umidità relativa e assoluta nel mar Rosso settentrionale, e specialmente nel golfo di Suez, risultarono nettamente apparenti, compresi fra 55 e 80 %. Nel mar Rosso meridionale trovammo invece una prevalenza di valori relativi compresi fra 70 e 80 %, in ogni epoca, con maggiore frequenza di valori attorno a 70 % fra novembre e febbraio, attorno a 80 % da marzo a maggio. A queste umidità relative corrispondono pressioni di vapore comprese fra 15 e oltre 25 mm., date le alte temperature dell'aria. Nei diagrammi rilevati nei porti e nelle adiacenze costiere i limiti di variazione dell'umidità relativa sono molto maggiori di quelli ora indicati, e si estendono da minimi eccezionalmente bassi, inferiori al 40 %, sino a valori del 100 %. Nelle curve di Aden, ad esempio, nei primi giorni del maggio 1924 la curva del termometro bagnato (fig. III) sale fortemente nelle prime ore del pomeriggio sino a toccare la curva del termometro asciutto ad altezza di circa 30°; in tal caso all'umidità relativa del 100 % corrisponde una tensione di vapore di oltre 30 mm. Ma le grandi fluttuazioni dell'umidità relativa, come quelle della temperatura, caratterizzano normalmente solo zone influenzate dalla prossimità dei continenti; in mare le fluttuazioni sono un fenomeno secondario, di breve durata e solo eccezionalmente assumono ampiezze molto rilevanti. Dalle osservazioni raccolte si deduce dunque che nelle zone centrali e meridionali del mar Rosso, comprese le adiacenze di Bab-el-Mandeb, l'umidità relativa ha valori medi compresi fra 70 e 80 %; le escursioni termiche diurne sono assai piccole e irregolari; quelle annue sembrano parimenti ristrette; le maggiori umidità constatate si hanno in primavera, le minime in inverno, con andamento opposto quindi a quello esistente sulle zone costiere sudanesi.

I medi valori valutati per l'umidità relativa, da 70 a 80 % a seconda dell'epoca e del sito, sono molto più elevati di quelli costieri di Port Sudan, Suakin e Tor, come delle località di cui si hanno dati più o meno completi (Gidda, isole Brothers, Koseir, ecc.). Si può osservare tuttavia che in certe aree continentali si trovano valori dell'umidità dello stesso ordine di grandezza di quello constatato nel mar Rosso. Tali sono ad esempio le ubertose terre del delta egiziano. L'alta temperatura del mar Rosso, in presenza di simili percentuali di umidità, determina però valori così alti della quantità di vapore acqueo presente nell'aria, da esercitare un'azione deprimente molto sentita sul corpo umano, specialmente quando l'aria è calma. Durante un'escursione fatta nella zona del vulcano Alid, tra Arafali e la depressione dancala del Sale, nella prima decade di marzo 1924, si raggiunsero, ogni giorno, 40° di temperatura; l'aria però era estremamente secca e fortemente ventilata; la depressione fisiologica risentita dalle varie persone della carovana non fu tutavia più grave di quella che si provava a bordo, con temperature fra 30°-32°, ma in presenza di un'atmosfera molto carica di vapore acqueo.

§ 8 — In generale la trasparenza atmosferica si mantenne piuttosto scarsa, in relazione ai fenomeni di condensazione che le masse di vapore subiscono negli spostamenti verso l'alto e verso le coste; la visione dei segnali posti a terra per i rilievi idrografici nel canale Sud di Massaua era spesso resa molto difficile e talora impossibile.

Omettiamo di fare una trattazione speciale sulla nebulosità e sulle precipitazioni; la prima è scarsa le seconde sono fenomeno trascurabile nella metà settentrionale del mar Rosso, e di limitata portata nella parte meridionale. Fra il Sinai e il 20° parallelo l'atlante climatologico egiziano segna, in tutti i mesi « no rain ». A latitudini minori le precipitazioni sono inferiori normalmente a 25 mm. mensili. Solo verso l'interno delle zone continentali le piogge aumentano gradualmente in quantità e presentano cicli annui bene conosciuti. Le piogge osservate durante la crociera sono quantità assai piccole e quasi tutte di tipo temporalesco.

OSSERVAZIONI ATTINOMETRICHE.

§ 9 — Le osservazoni attinometriche da noi compiute sono limitate alla lettura delle temperature massime di un termometro a bulbo nero nel vuoto, della casa Fuess.

Dalle osservazioni fatte negli osservatori egiziani risulta che nelle stazioni Heluan e Assuan si hanno i seguenti valori normali, in gradi, per termometri del tipo di quello da noi usato:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anno
Heluan at. 29°52'	43.3	46.2	51.6	55.7	58.6	61.0	62.6	63.3	61.6	58.1	52.0	43.8	54.8
Assuan lat. 24°2'	51.8	54.9	63.3	67.7	69.6	73.1	73.2	72.0	69.6	64.8	58.3	52.1	64.2

La zona da noi esplorata è quasi sempre a latitudini minori di quella di Assuan. I valori mensili osservati sono i seguenti:

	I	II	III	IV	V	XI	XII
media	54.1	56.8	59.6	60.0	61.1	54.8	54.0
max.	55.3	60.2	65.0	63.0	63.2	61.0	56.2
min.	50.3	47.4	51.2	57.2	59.1	52.0	52.2

Nei mesi da dicembre a febbraio le temperature osservate in mar Rosso sono notevolmente superiori a quelle rilevate ad Assuan: negli altri mesi invece in questa località il termometro a bulbo nero assume temperature molto maggiori di quelle che si hanno in mare e presso le coste; le differenze oltrepassano dieci gradi. In tale stagione in mare si hanno temperature dell'ordine di quelle che si hanno alla latitudine di Heluan. In maggio si constatò che progredendo dal mare meridionale verso il Golfo di Suez invece di diminuzione si aveva stazionarietà, o anche aumento nella temperatura del termometro a bulbo nero, tanto che i massimi valori (63°.2) si ebbero all'isola di Gifatin, nello stretto di Giubal, e quindi molto fuori della zona tropicale. Il fatto sembra dovuto a prevalente azione dell'umidità dell'aria, che a terra assume in estate valori di tipo desertico (ad Assuan umidità relativa fra 30-32 % da aprile a settembre), mentre in mare assume i massimi valori dell'anno, determina una forte opacità atmosferica, e provoca un'estinzione della radiazione solare notevolmente maggiore di quella propria dei mesi invernali. I massimi e i minimi valori del termometro a bulbo nero differiscono di pochi gradi dai valori medi mensili; le condizioni del cielo si mantengono difatti molto uniformi e le perturbazioni del tempo sono sempre di breve durata.

VENTO.

§ 10 — I caratteri tipici del vento, nelle regioni ove si svolse la campagna, sono noti da molto tempo e sono stati oggetto di studi estesi, sopratutto in connessione coi venti periodici dominanti nell'Oceano Indiano. Le osservazioni discontinue da noi eseguite avevano lo scopo principale di completare i dati necessari per lo studio dei moti marini; nelle tavole dei dati di corrente furono esposte anche le osservazioni riguardanti il vento; alcune deduzioni sulle influenze esercitate dal vento sulle correnti di deriva, specialmente nello stretto di Bab-el-Mandeb, furono sommariamente esposte. Il regime del vento a livello del mare interessa anche gli studi sulle alte correnti, che dovremo svolgere in seguito. Riassumeremo per ora le conoscenze generali illustrate nell'atlante climatologico olandese e negli studi fatti in proposito dal Gallé, nel lavoro citato nel § 3; ed esamineremo quale accordo esista fra le nostre misure e tali notizie climatologiche nella zona meridionale del mar Rosso.

Nell'epoca dei monsoni da NE nell'alto Indiano le correnti aeree scorrono nel golfo arabico con direzione da E a W, con velocità medie fra i gradi 1 e 2 Beaufort in ottobre; fra 2 e 3 in novembre, dicembre, e gennaio; fra 3 e 4 in febbraio; 2 e 3 in marzo e aprile; 1 e 2 in maggio. In giugno le correnti d'aria scorrono da W a E, raggiungono gradi 2-3 in luglio, indeboliscono in agosto; si ha calma in settembre.

Nello stretto di Bab-el-Mandeb e nel mar Rosso meridionale, in inverno le correnti aeree da E proseguono con direzione orientata nel verso dell'asse marino, da SE a NW, presentando normalmente velocità che sono alquanto maggiori di quelle del golfo di Aden, nello stretto di Perim, ma sono gradualmente decrescenti a latitudini superiori. Queste correnti interessano prevalentemente il mare adiacente alla costa araba. A E del 40° meridiano prevalgono venti da W o da NW, anche nell'epoca dei monsoni invernali; queste correnti si orientano da N a S in aprile e maggio e si protendono allora sino presso la soglia di Perim; si intensificano alquanto in giugno, dominando in tutto il mar Rosso meridionale sino al golfo Arabico, ove piegano verso NE. Questi venti estivi, discendenti dal mar Rosso all'Indiano sono più deboli dei venti opposti invernali; i monsoni estivi raggiungono invece velocità assai maggiori che non i monsoni invernali, con medie di gradi 6-7 da giugno ad agosto, nell'Indiano, fra la costa somala, l'Arabia, e l'India.

La frequenza dei venti ora descritti va normalmente di pari passo colla velocità. Per la zona oceanica a E del capo Guardafui il Gallé ha valutato i coefficienti delle formole che rappresentano le fluttuazioni diurne e annue delle velocità dei venti (loc. cit., pag. 85).

§ 11 — Le osservazioni da noi fatte sono in buon accordo colle condizioni climatiche ora precisate. Nella zona tra Massaua e la costa dancala trovammo in novembre predominanza dei venti da SE, talora anche da SW, con alternative di calma e di venti raggiungenti sino oltre 8 m/sec: prevaleva la calma nelle ore del mattino, il vento in quelle pomeridiane. In dicembre, nelle adiacenze di Perim, si ebbe quasi costantemente vento da SE, con velocità fra 4 e 8 m/sec, in accordo quindi col valore medio dato nell'atlante olandese; il ritmo diurno prevalente nel canale Sud di Massaua qui non fu più riscontrato, anzi si ebbero spesso al mattino i massimi valori del vento. Presso la costa di Ras Dumeira si ebbero anche intervalli con vento da NW. Venti molto forti si ebbero in gennaio; nello stesso canale Sud di Massaua si misurarono velocità raggiungenti da 12 a 14 m/sec, sempre con direzione da SE. Durante i rilievi fatti nella zona attorno all'isola di Aucan, nelle Dahalak meridionali, colla R. Canoniera *Arimondi*, fu spesso impossibile eseguire ricerche in mare o inviare a terra battelli, dato lo stato agitatissimo del mare sotto l'azione del vento gagliardo. Venti fortissimi si incontrarono alla fine di gennaio e all'inizio di febbraio lungo l'asse marino fra il 20° parallelo e Assab; venti intermittenti, ora forti e ora debolissimi si ebbero invece nel canale Sud di Massaua durante i successivi giorni di febbraio e nel mese di marzo, sempre con prevalenza dei venti da SE.

Da metà marzo sino alla prima decade di aprile si svolsero le ricerche fatte dall' *Arimondi* nello stretto di Bab-el-Mandeb; ivi in marzo il vento da SE fu sempre fortissimo e persistente, raggiungendo velocità massime da 12 a 14 m/sec; alla fine del mese si attenuò e in aprile si ebbero alcune giornate di piena calma.

In aprile avanzato, nelle adiacenze di Bab-el-Mandeb, si incontrarono ancora venti con velocità da 5 a 8 m/sec. In maggio, in tale zona, si ebbero correnti aeree molto più deboli.

Le condizioni del vento furono spesso di grave ostacolo ai lavori della campagna, per l'agitazione del mare che ne derivava. Se i valori medi osservati possono ritenersi conformi a quelli dati nell'atlante clandese, si deve tener presente tuttavia che gli scarti da tali valori medi sono assai frequenti e duraturi, così che si possono incontrare, specialmente al largo, parecchie giornate successive con predominio quasi incessante di venti le cui velocità superano anche del triplo medi valori dati dall'atlante.

§ 12 — E' molto interessante mettere il regime dei venti a confronto colle situazioni isobariche predominanti nella zona che consideriamo. Dalle illustrazioni date nel « Climatological normals » egiziano si rileva che in ottobre prende normalmente inizio la formazione di una vasta depressione sull'altipiano sudanese, la quale si sposta gradualmente, nei mesi successivi, attraverso l'Abissinia verso la zona dei laghi equatoriali; in aprile la depressione migra verso il mar Rosso meridionale; e da giugno ad agosto domina sull'Arabia e sul mar Rosso, per retrocedere di nuovo in settembre verso la costa sudanese. Mentre avvengono queste mutazioni nella posizione della zona ciclonica centrale, l'Egitto e l'alto mar Rosso sono costantemente sede di una vasta area anticiclonica, la quale, nei mesi estivi, si collega con altra area anticiclonica formantesi sulla regione degli altipiani sudanesi e abissini, abbracciando così una vasta depressione che si estende allora dalle coste del mar Rosso all'Arabia centrale.

I venti da E nel golfo di Aden, da SE nel mar Rosso meridionale, da W e da NW a occidente del 40° parallelo, risultano pienamente in accordo con queste distribuzioni bariche; le configurazioni geografiche della regione operano però in guisa che le direzioni dei venti mantengano localmente valori molto stabili, indipendentemente dalle variazioni che subisce il gradiente barico.

I venti deboli del mese di maggio, la calma di giugno, i venti discendenti dal mar Rosso al golfo Arabico in estate, la calma di settembre, sono analogamente legati alle speciali configurazioni e ai gradienti barici che si stabiliscono in tali epoche.

Vi è dunque piena corrispondenza fra le medie distribuzioni delle isobare e dei venti. I piccoli valori dei gradienti che si rilevano dalle carte climatiche non basterebbero però a spiegare le velocità elevate che i venti assumono. Queste velocità sono dovute a gradienti maggiori che si stabiliscono in dipendenza dalle forti fluttuazioni diurne delle temperature, dalle oscillazioni diurne o pluridiurne della pressione, e sono in diretta relazione anche coi grandi spostamenti d'aria dei monsoni dominanti nell'oceano Indiano.

EVAPORAZIONE.

§ 13 — La tensione di vapore, nell'acqua di mare, come in generale nelle soluzioni, diminuisce al crescere della concentrazione salina a pari temperatura. Da questo fatto consegue che l'acqua marina, a parità di altre condizioni, ha un'evaporazione minore che non l acqua dolce; in mari di diversa salinità sempre restando costanti le altre condizioni, a salinità crescente corrisponde una diminuzione nella quantità di acqua evaporata.

Le influenze della salinità sull'evaporazione furono oggetto, da molto tempo, di svariate ricerche, che si trovano ricordate nei testi di oceanografia, ad esempio in quello del Krümmel. I risultati ottenuti sono molto discordanti e in qualche punto anche contrastanti fra loro. Due serie di misure evaporimetriche sono specialmente ricordate e discusse nei testi: quella rilevata a Trieste dal Mazelle, osservando in parallelo l'evaporazione di acqua pura e di acqua marina adriatica (37.3 ‰ di sale), tenendo gli evaporimetri, tipo Wild, entro gabbia meteorologica, e quindi in condizioni essenzialmente diverse da quelle che si hanno in natura; la seconda serie, molto più estesa, quanto agli anni di osservazione, e più ricca di risultati per la forma più completa data alle osservazioni, fu rilevata dall'Okada in Azino, nel Giappone, con acqua marina avente il 26 ‰ di sale, esposta liberamente al sole. A questa serie Okada aggiunse poi altre determinazioni, fatte a Tokio, con osservazioni in parallelo tra evaporimetri chiusi in gabbia meteorologica e altri esposti alla libera atmosfera. Il Mazelle e l'Okada, come i precedenti ricercatori, diedero speciale peso ai valori del rapporto fra le quantità di acqua marina e di acqua dolce evaporate n eguali intervalli di tempo, un giorno ad esempio, a parità di condizioni. Mentre gli antichi ricercatori avevano in generale attribuito valori assai piccoli a questo rapporto, esso è portato a un valore medio di 81 % nelle misure del Mazelle, e di 95 % in quelle dell'Okada. La differenza tra questi risultati è assai forte; diversi autori, tra cui il Krümmel e il Merz, credettero di poter attribuire la differenza stessa alla diversa salinità delle acque corrispondenti.

Se ciò fosse vero l'influenza della salinità verrebbe ad assumere importanza rilevantissima; ma la conclusione ammessa dagli autori citati non è corretta; le differenze tra i rapporti dell'acqua marina e dell'acqua pura svaporate in eguali condizioni sono funzioni complesse, in cui la salinità figura come fattore secondario, non come principale nè, meno ancora, come unico fattore. L'influenza attribuita alla salinità è invece effetto prevalente di altre cause. La limitata azione della salinità, già evidente nei risultati di Okada, fu meglio precisata in recenti lavori del Witting e del Wüst ricordati dal Mazzarelli [1] in una nota ove è descritto l'evaporimetro galleggiante usato nelle misure che si stanno compiendo nella stazione idrobiologica del lago Fusaro

---

[1] G. Mazzarelli, *Un nuovo tipo di evaporimetro galleggiante*, Boll. Soc. Natural. in Napoli, XXXVI, 1914.

§ 14 — Le cause che esercitano più evidente influenza sui fenomeni dell'evaporazione sono le seguenti: la temperatura dell'acqua evaporante e quindi la corrispondente massima tensione di vapore; la temperatura, lo stato igrometrico e la pressione dell'atmosfera; la velocità dei moti dell'aria; l'intensità della radiazione solare e le modificazioni che essa può subire in dipendenza dalle condizioni astronomiche e atmosferiche; la salinità dell'acqua. E' assai difficile sperimentare in guisa da mantenere costanti tutti questi fattori, meno uno, per seguire le influenze che questo esercita sull'andamento del fenomeno. Essendo i dati osservati in natura legati a tante cause di variazione, la loro interpretazione riesce complessa e incerta; non è a stupire perciò se i rapporti dianzi discussi discordano tra loro al variare delle condizioni delle esperienze: ovvero se Mazelle trova rapporti crescenti rapidamente col crescere della temperatura, mentre l'Okada trova che essi vanno invece diminuendo inizialmente per poi restare costanti; o infine se i dati rilevati in serie diverse di osservazioni non riescono confrontabili tra loro, così da rendere incerte le conoscenze attuali sui fenomeni dell'evaporazione e consigliare lo studio di nuovi metodi di esplorazione (Krümmel, I vol., pag. 242-250).

Diversi autori hanno cercato di esprimere in forma semplice la relazione che lega l'evaporazione dell'acqua alle diverse variabili dianzi enunciate. La formola primitiva è dovuta al Dalton:

$$V = k\,(e_o - e)$$

ove V rappresenta la quantità di acqua evaporata, e_o è la tensione massima del vapore acqueo alla temperatura dell'acqua evaporante, e la tensione del vapore esistente nell'aria, e k una semplice costante

Le ricerche dello Stefan, del Shierbeck e di altri autori, ricordati in una breve nota del Trabert [1] al quale rinviamo per maggiori indicazioni, portarono a questa formola più completa

$$(1) \qquad V = k\,(1 + \alpha\, t)\,\sqrt{w}\,(e_o - e)$$

ove t è la temperatura centigrada dell'aria e $\alpha = 1/273$.

Osservando che $(e_o - e)$ può essere scritto $(e_o - e_o') + (e_o' - e)$, ove e'_o è la massima tensione del vapore alla temperatura t' del termometro bagnato; che $e_o' - e$, secondo le teorie psicrometriche, è proporzionale a $t - t'$ e che $e - e'_o$ è approssimativamente proporzionale a $t - t'$, quando questa differenza sia contenuta entro limiti ristretti; consegue che nella formola precedente al fattore $(e_o - e)$ si può sostituire un fattore proporzionale a $(t - t')$. Questo fatto fu messo in speciale evidenza da W. Ule e da W Krebs, ricordati dal Trabert, per indicare l'importanza che ha, nei fenomeni di evaporazione, la differenza delle temperature dei termometri asciutto e bagnato, tanto che, restando fissi gli altri fattori, l'evaporazione sarebbe proporzionale alla differenza stessa.

---

[1] Trabert, *Neuere Beobachtungen über die Verdampfungsgeschwindigkeit,* Meteor. Zeit. 1896, pag. 261.

Nel trattato del Krümmel (I vol., pag. 247) e in una memoria del Lütgens, in cui sono descritte le osservazioni evaporimetriche fatte in Atlantico e nel Pacifico sud-orientale (2), è adottata la formola seguente:

$$(2) \qquad V = k\,(1 + \alpha\, t)\,\sqrt{w}\,(t - t')/B\,S$$

nella quale figurano, oltre alle quantità già precisate, lo stato barometrico B e la quantità S, che rappresenta una funzione della salinità.

Gli autori citati non specificano maggiormente questa funzione S, che sta a rappresentare la salinità. La S non potrebbe, in ogni caso, identificarsi colla salinità stessa, altrimenti si avrebbe questo assurdo risultato, che l'evaporazione sarebbe inversamente proporzionale alla salinità; così che partendo da valori V osservati in acqua marina di data concentrazione S si troverebbero valori raddoppiati in acque ove S fosse ridotta a metà, e in generale moltiplicati per n quando S fosse ridotta nel rapporto $1/n$.

La formola (1) contiene già implicitamente il fattore che tiene conto della salinità marina; è il fattore $(e_0 - e)$. Quando si tratti di acqua marina, e_0 ha valore minore che non per l'acqua dolce, a pari temperatura. L'aggiunta della funzione S, fatta dal Krümmel e seguita dal Lütgens, è dunque per lo meno inutile; la sostituzione della differenza $(t - t')$ al fattore $(e_0 - e)$ è poi una semplice approssimazione, che nel caso attuale sembra inopportuna.

§ 15 — Tutte le formole relative all'evaporazione fanno astrazione dall'azione del diretto irraggiamento solare. Le formole stesse non sono perciò applicabili alle acque della natura, ove l'azione dei raggi solari prevale spesso fortemente su quella di tutti gli altri fattori. Diversi ricercatori, quali H. R. Mill, J. A. Brown, e l'Okada ricordati nel trattato del Krümmel, posero in rilievo che l'evaporazione di acqua tenuta entro gabbie meteorologiche è da due a tre volte minore, in media, rispetto a quella di acqua liberamente esposta al sole. Abbiamo osservato, nella trattazione su le « Ricerche ottiche » fatte in mar Rosso (Cap. IV), che la quantità rilevantissima di calore assorbito nel primo strato superficiale è impiegato principialmente nei fenomeni di evaporazione. Questa quantità di calore varia, pur restando costanti gli altri fattori che figurano nelle fomole, al variare della radiazione, e quindi anche delle cause che operano su di essa. Una formola che rappresenti correttamente l'evaporazione delle acque naturali deve tener conto anche dell'azione della radiazione. La formola definitiva potrebbe essere allora del tipo

$$(3) \qquad V = k\,(1 + \alpha\, t)\,\sqrt{w}\,(e_0 - e)\,R$$

ove R rappresenti l'azione della radiazione.

Queste formola permette di esaminare la natura dei rapporti fra le quantità di acqua marina e di acqua dolce svaporate, a parità di altre condizioni, in un intervallo dato di tempo.

---

(2) R. Lütgens, *Ergebnisse einer ozeanog. Forschungsreise in dem Atlant. ecc.*, Archiv der Deutschen Seewarte, XXXIV, 1911, pag. 43

Indichiamo con e_o ed e_{om} le tensioni massime del vapore dell'acqua pura e dell'acqua marina esposte ad evaporazione in identiche condizioni, nell'ipotesi che assumano eguali temperature e che le funzioni R siano eguali nei due casi. Queste condizioni si verificano prossimamente con evaporimetri galleggianti.

Abbiamo allora il seguente rapporto fra le quantità di acqua marina V_m e di acqua pura V svaporate:

$$(4) \qquad V_m / V = (e_{om} - e) / (e_o - e)$$

Osservando che, secondo il Witing (Mazzarelli, loc. cit., pag. 116), si ha, indicando con S la concentrazione salina in $\%_0$.

$$(5) \qquad (e_o - e_{om}) / e_o = 0.0005\ S$$

si deduce $$e_{om} = (1 - 0.0005\ S)\ e_o$$

da cui, per valori di S compresi fra 30 e 50 $\%_0$,

$$(6) \qquad V_m / V = (0.98\ e_o - e) / (e_o - e)$$

Osserviamo, in primo luogo, che il coefficiente 0.98, che figura al numeratore di questo rapporto, vale per salinità variabili tra vasti limiti, dal 30 al 50 $\%_0$, e quindi per le comuni acque oceaniche e marine. Pei quei mari che hanno salinità compresa fra 10 e 30 $\%_0$, in luogo di 0.98, si ha 0.99; il coefficiente si riduce a 1 se la salinità è inferiore al 10 $\%_0$. Come si vede le variazioni di salinità che si hanno da mare a mare hanno influenza estremamente piccola sui valori del coefficiente in parola. Ciò basta a dimostrare che l'importanza attribuita in passato alle variazioni di salinità è destituita di fondamento. Si osservi inoltre che i valori del rapporto V_m / V dipendono dal rapporto e / e_o fra la tensione del vapore esistente nell'aria e quella massima del vapore alla temperatura dell'acqua evaporante. In corrispondenza dei valori che può assumere il rapporto e / e_o si ottengono i seguenti valori di V_m / V, per salinità fra 30 e 50 $^0/_{00}$:

$e / e_o =$	0	0.5	0.75	0.90	0.95	0.98
$V_m / V =$	0.98	0.96	0.92	0.80	0.60	0

Variando il grado di salinità fra 0 e 30 $\%_0$ si avrebbe valori superiori da 1 a 2 % rispetto a quelli ora calcolati, finchè l'umidità dell'aria è lontana dalla saturazione; quando si è prossimi al limite della saturazione, numeratore e denominatore tendono a valori prossimi a zero; solo allora i rapporti possono presentare divergenze notevoli al variare di S; ma in tal caso non ha più significato considerare il rapporto in parola.

§ 16 — Possiamo concludere dunque:

1. — Il rapporto fra le quantità di acqua marina e di acqua dolce, evaporate in identiche condizioni, V_m / V dipende essenzialmente dai valori di e / e_o cioè, essendo comunemente prossime fra loro, in mare aperto, le temperature dell'aria e dell'acqua, da valori che quasi si identificano coll'umidità relativa dell'aria;

2. — Al variare di e / e_o a parità di altre condizioni, il rapporto V_m / V può assumere tutti i valori compresi fra zero e una frazione assai prossima all'unità (da 0.98 a 1);

3. — Le variazioni di salinità. quali si hanno in natura, determinano sui rapporti V_m / V variazioni limitatissime; solo quando l'aria è satura e tanto l'acqua pura, come quella salata, hanno perciò evaporazione quasi nulla le variazioni di salinità possono determinare alterazioni notevoli nei rapporti considerati;

4. — I rapporti V_m / V, non rispecchiano affatto in generale l'influenza del grado di salsedine sull'evaporazione, ma sono principalmente funzioni del rapporto fra l'umidità assoluta dell'aria e la tensione massima del vapore alla temperatura dell'acqua evaporante;

5. — Il valore $V_m / V = 0.95$, dato dall'Okada, corrisponde ai valori teorici per salinità medie ed elevate (dal 30 al 50 °/₀₀) e per umidità relative comprese fra 0 e 75 °/₀ circa; ove fosse noto V, e si volesse dedurre V_m l'uso di tale rapporto sembra debba portare a valori abbastanza approssimati, nei limiti di salinità e umidità ora indicati. Quando l'umidità è più elevata, diminuisce rapidamente il valore di V; qualunque valore si attribuisca allora al rapporto in parola risulta sempre piccolo anche l'errore sul valore assoluto di V_m.

Nelle esperienze non è dunque il caso di preoccuparsi delle variazioni che pochi millesimi in più o in meno di sale possono esercitare sull'evaporazione; interessa invece sopratutto che si cerchi di realizzare condizioni analoghe a quelle stesse che si hanno in natura. Gli errori che si commettono quando queste condizioni non siano verificate sono più gravi di quelle che si possono commettere facendo astrazione da variazioni di salinità, anche se comprese in limiti notevolmente estesi.

§ 17 — Durante la campagna della « Magnaghi » le quotidiane misure di evaporazione furono fatte valutando la diminuzione di peso che subiva l'acqua di una bacinella circolare di vetro esposta liberamente all'atmosfera sopra la gabbia meteorologica di prua. Il diametro della bacinella era di mm. 98; la diminuzione di g. 7.5 corrispondeva all'evaporazione di un millimetro di acqua. Si tratta di un procedimento alquanto rudimentale, rispetto ai metodi più corretti usati da altri, come ad esempio dal Lütgens, nelle ricerche accennate. Non possiamo quindi attribuire soverchia precisione ai valori ottenuti. Ma se anche si fossero usati apparecchi più corretti, i dati sarebbero egualmente di non facile interpretazione, per le postazioni sempre diverse che la nave subiva rispetto alle coste, e per il fatto che ora la vaschetta evaporante era esposta al sole, ora invece era in ombra, a seconda dell'orientamento della nave. Dai numeri ottenuti pretendiamo solo di dedurre un indice dell'ordine di grandezza che l'evaporazione subisce nelle zone del mar Rosso meridionale. Usammo sempre acqua pura nella vaschetta; per le discussioni fatte, i valori ottenuti non possono superare che di pochi centesimi quelli che si sarebbero avuti con acqua di mare.

Osserviamo che l'evaporazione, come gli altri elementi finora considerati, ha valori che sono legati alle condizioni del sito di osservazione; e siccome per le nostre misure il sito è sempre variabile, i dati ottenuti non sono generalmente confrontabili fra di loro se non in modo grossolano. In generale si hanno valori massimi nelle adiacenze costiere; minimi in mare aperto; può però avvenire anche il caso opposto, se l'umidità presso terra è più elevata e il vento più debole rispetto ai valori incontrati in mare.

§ 18 — Riassumiamo nel seguente prospetto i medi valori dell'evaporazione diurna osservati dal novembre 1923 al maggio 1924, con nave in postazioni comprese generalmente fra la latitudine di Massaua e il golfo di Aden.

Evaporazione diurna.

MESI	I	II	III	IV	V	XI	XII
media mm.	13.6	9.3	11,5	8.3	12.6	20.8	15.5
max. mm.	18	21	20	19	19	29	21
min. mm.	3	3	5	4	7	9	6

Prima di esaminare questi numeri sarà opportuno ricordare i valori normali dell'evaporazione espressi in mm., in alcune stazioni egiziane e sudanesi, dati nel « Climatological normals » egiziano.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anno
Tor	6.25	6.85	8.11	8.83	9.18	10.89	10.11	9.68	8.83	6.93	6.73	6.23	3.11
Port Sudan	7.10	7.07	7.61	8.66	9.97	13.06	13.27	12.70	10.47	6.71	7.12	7.40	9.26
Suakin	4.38	4.71	4.86	5.25	6.68	10.38	12.78	11.60	7.81	4.68	4.69	4.62	6.88

I dati di queste stazioni furono rilevati con apparecchio *Piche;* per ridurli ad essere confrontabili con quelli dell'evaporimetro Wild dovrebbero essere moltiplicati per 1,4. I dati stessi sono osservati entro casette meteorologiche; per ridurli ad essere confrontabili coll'altezza di acqua svaporata in libera esposizione all'aria e al sole, dovrebbero inoltre essere moltiplicati per un fattore, variabile col tempo e col sito, ma probabilmente più elevato, in media, del valore 2.5 stimato da Okada per il clima del Giappone. I valori che si otterrebbero dopo tale riduzione sarebbero notevolmente più alti di quelli osservati in mare, come si poteva presumere *a priori*. Osserviamo che, a loro volta, questi dati costieri sono circa la metà di quelli che, a pari latitudini, si osservano nell'interno del Sudan.

§ 19 — Mentre nei dati costieri si rileva un'evidente fluttuazione annua nei medi valori dell'evaporazione diurna in quelli marini tale oscillazione è meno regolare. Ciò deriva in parte dalle posizioni diverse subite dalla nave; ma pare

sia in relazione molto intima coll'andamento dell'umidità e del vento. In aprile, ad esempio, l'umidità relativa è maggiore di quella invernale; il vento è debole; l'evaporazione risulta minima fra tutte quelle osservate negli stessi mesi invernali, per quanto la temperatura dell'aria sia notevolmente più elevata.

L'azione dell'umidità e del vento prevale in modo evidente su quella stessa dovuta alla diretta radiazione solare; troviamo infatti i massimi valori dell'evaporazione in novembre, quando il termometro a bulbo nero ha la media di 54°.8, e la minima in aprile con termometro a 60° in media. Può darsi che il minimo di aprile sia stato fenomeno occasionale locale per il canale sud di Massaua. Infatti passando ad Aden, in fine di aprile, l'evaporazione che nel corso del mese aveva oscillato fra 5 e 10 mm., passò rapidamente a valori fra 15 e 19 mm. al giorno.

Un deciso aumento dell'evaporazione media si ebbe in maggio; nella traversata del mar Rosso, lungo l'asse centrale si ebbero normalmente da 10 a 12 mm., al giorno, indipendentemente dalla latitudine, sino al golfo di Suez.

L'evaporazione massima si ebbe nel mese di novembre, nella zona tra la costa Eritrea e le Dahalak: circa 21 mm. in media, al giorno. In questo mese la temperatura dell'acqua è prossima ai valori massimi annui (32°); ciò contribuisce fortemente ad una maggiore evaporazione, per l'accresciuta tensione di vapore. Anche in pieno mare, fra il golfo di Suez e Massaua, negli ultimi giorni di ottobre l'evaporazione risultò oscillante fra 12 e 17 mm.

§ 20 — Per quanto si debba attribuire alle cifre esposte un significato di semplice stima dell'ordine di grandezza, per le ragioni esposte, si vede tuttavia che siamo di fronte a valori dell'evaporazione marina molto più elevati di quanto finora siasi stimato per le zone oceaniche equatoriali e per lo stesso mar Rosso. Abbiamo già discusso nella parte I^{a} « Correnti e maree » il procedimento indiretto usato dal Krümmel per valutare l'evaporazione annua del mar Rosso, e abbiamo concluso che la stima di m. 2.5 per tale grandezza non risulta attendibile. Abbbiamo invece ammesso che lo spessore dello strato acqueo evaporato in un anno debba essere di almeno m. 3.5 cioè doppio circa di quello che viene stimato per le zone oceaniche. Dalle misure dirette ora ricordate risulta che effettivamente l'evaporazione media giornaliera nel corso dell'anno supera probabilmente 10 mm., essendo presumibile che nei mesi estivi si debbano avere valori o superiori o almeno intermedi fra quelli da noi rilevati e riassunti nel prospetto del § 18 L'evaporazione del mar Rosso raggiunge e supera forse il limite di m. 3,5. I dati delle stazioni costiere egiziane si accordano con questo risultato; le medie diurne fra Tor e Suakin, qualora vengano ridotte ad essere confrontabili coll'evaporazione dell'acqua esposta liberamente al sole, danno valori molto maggiori di quelli da noi osservati in mare, e portano ad assegnare all'evaporazione totale annua un valore di forse 6-7 m., che si accorda con quello di almeno 4 m. che si trova per il mare.

L'estensione limitata delle nostre osservazioni; l'apparecchio rudimentale adottato; le postazioni sempre diverse della nave; ecc. non consentono una più fine discussione dei risultati ottenuti in relazione coi fattori meteorologici da cui essi dipendono. L'ordine di grandezza dei dati trovati per l'evaporazione

nel mar Rosso ha tuttavia un interesse speciale, in quanto per la prima volta in luogo di dati puramente ipotetici, si posseggono valori direttamente osservati.

L'elevatissimo valore dell'evaporazione favorisce molto l'industria delle saline, che fiorisce a Massaua e ad Aden, e sta ora estendendosi ad altre località delle noste colonie dell'Eritrea e della Somalia.

§ 21 — Osserviamo infine che fra i risultati delle misure di evaporazione e quelli esposti nella trattazione sulle ricerche ottiche (Cap. IV) si presenta un contrasto che deve essere chiarito: il calore fornito all'acqua dalla diretta radiazione solare, nel corso di un giorno o di un anno, è inferiore a quello necessario per compensare il calore perduto (600 calorie per cm^3) nell'evaporazione osservata in un corrispondente intervallo di tempo; il calore del sole basterebbe appena per svaporare circa 2 metri di acqua all'anno; i nostri dati, e quelli stessi che abbiamo giudicato come in difetto, sono invece superiori a tale cifra. Deve dunque esistere altra sorgente, che fornisca il numero di calorie necessarie per rendere fisicamente possibile l'alta evaporazione osservata. Questa sorgente va cercata in parte nelle correnti, ma in misura maggiore negli afflussi di calore dall'aria all'acqua, specialmente durante i lunghi periodi di vento, che portano a transitare, in intimo contatto colle agitate acque marine, enormi masse aeree di lontana provenienza più calde dell'acqua (§ 5). Discuteremo la questione da un punto di vista più completo nella trattazione sul regime termico delle acque del mar Rosso